BULLETIN

DE LA

SOCIÉTÉ DE GÉOGRAPHIE D'ÉGYPTE

Tome XXX



1957



SOCIÉTÉ DE GÉOGRAPHIE D'ÉGYPTE

Siège social : Rue Kasr el-Aïni, Bureau de Poste de Kasr El Doubara

Téléphone : 25450

BULLETIN

DE LA

SOCIÉTÉ DE GÉOGRAPHIE

D'ÉGYPTE

BULLETIN

DE LA

SOCIÉTÉ DE GÉOGRAPHIE

D'ÉGYPTE

Tome XXX

SOMMAIRE

EN LANGUES ÉTRANGÈRES

ARTICLES :

MÉMOIRES :

EN LANGUE ARABE

1957

LE CAIRE
IMPRIMERIE DE L'INSTITUT FRANÇAIS D'ARCHÉOLOGIE ORIENTALE
(sous séquestre)
1957

LE SADD EL-ALI

LE PLUS GRAND RÉSERVOIR DU MONDE ET SES CONSÉQUENCES GÉOGRAPHIQUES

PAR

HASSÂN AWAD

I. INTRODUCTION

De tous temps le problème de l'Égypte a été celui de l'eau. Comment utiliser le Nil, ce magnifique cours d'eau traversant un désert et y apportant la possibilité de vie.

Pendant des siècles, les hommes ont dû adapter leur vie agricole au régime même du fleuve : l'été, au moment de la crue, régentant l'inondation d'une façon aussi rationnelle que possible, semant à l'automne, au moment de la décrue, et récoltant au printemps.

Trop d'eau en été, pas assez en hiver. Ce n'est qu'au XIXe siècle qu'on osa retoucher au régime même du Nil, en essayant d'équilibrer le débit durant les deux saisons. Le principe est élémentaire : mettre en réserve une partie du trop plein de l'été pour l'utiliser en temps voulu.

La construction du barrage d'Assouan en 1903 d'abord, puis ses deux surélévations en 1912 et en 1934, la présence des barrages élévateurs permettant à l'eau de pénétrer dans les canaux avaient donc momentanément résolu ce problème et transformé l'inondation en irrigation pérenne.

Mais la population de l'Egypte évaluée à l'heure actuelle à 22 millions d'habitants, groupés sur un espace de 33.000 km^2. de terres cultivables, augmente à un rythme angoissant avec un excédent moyen quotidien de 1200 âmes environ. Pour nourrir cette masse grouillante il faut plus de terre ; plus de terre donc plus d'eau. C'est pourquoi la construction d'un nouveau barrage réservoir — *Haut-Barrage ou Sadd El-Ali* — a été envisagée.

Description du barrage (fig. 1 et 2).—

Situé à 6 km. 500 en amont de la digue d'Assouan le nouveau barrage sera un ouvrage gigantesque capable d'emmagasiner 130 à 135 milliards de m³ d'eau soit trois fois la capacité du célèbre *Boulder Dam* aux Etats-Unis. La digue de retenue de 100 mètres de haut s'étirera sur une longueur de 5 km. dont 650 m. au travers du lit mineur du fleuve, et ne comportera pas de vannes; il affectera la forme d'une longue colline verrouillant totalement le cours du fleuve. Les eaux s'écouleront par des tunnels creusés dans les rives : à l'Est sept tunnels laissant passer les eaux nécessaires à l'irrigation, à l'Ouest quatre tunnels alimentant les génératrices électriques actionnées par des chutes échelonnées entre 40 et 80 mètres, et des tunnels-deversoirs servant à l'évacuation du trop plein afin que le niveau des eaux ne dépasse pas la cote 182 mètres. La cote du sommet du barrage est en effet de + 190 m. Sa réalisation demandera 10 ans de travaux et le maniement de 42.000.000 m³ de matériaux nécessaires pour sa construction, soit dix-sept fois le volume de la grande pyramide.

Son incidence au point de vue physique et humain est considérable.

Hauteur en amont du lit du fleuve..................	110 mètres
Longueur..	5000 mètres
Largeur de la base.............................	1300 mètres
Capacité du réservoir..........................	130 milliards m³
Excavations dans les rochers....................	17 millions m³
Constructions métalliques.......................	34000 tonnes
Volume des matériaux de construction............	42 millions m³
Tunnels d'évacuation (rive Est).................	7
Longueur de chaque tunnel.......................	2100 mètres
Diamètre du tunnel..............................	16 mètres 5
Tunnels réservés aux génératrices électriques.......	4
Longueur de chaque tunnel.......................	1500 mètres
Diamètre du tunnel..............................	13 mètres
Turbines..	16
Puissance de chaque turbine.....................	120.000 CV
Energie annuelle produite.......................	10 milliards KWH
Estimation du coût y compris les indemnités.........	120 millions L. E.
Coût de production par KWH à Assouan............	0,5 millièmes
Durée prévue pour l'achèvement du Barrage..........	10 ans
Temps prévu pour commencer à économiser l'eau......	5 ans

Le Haut-Barrage en chiffres

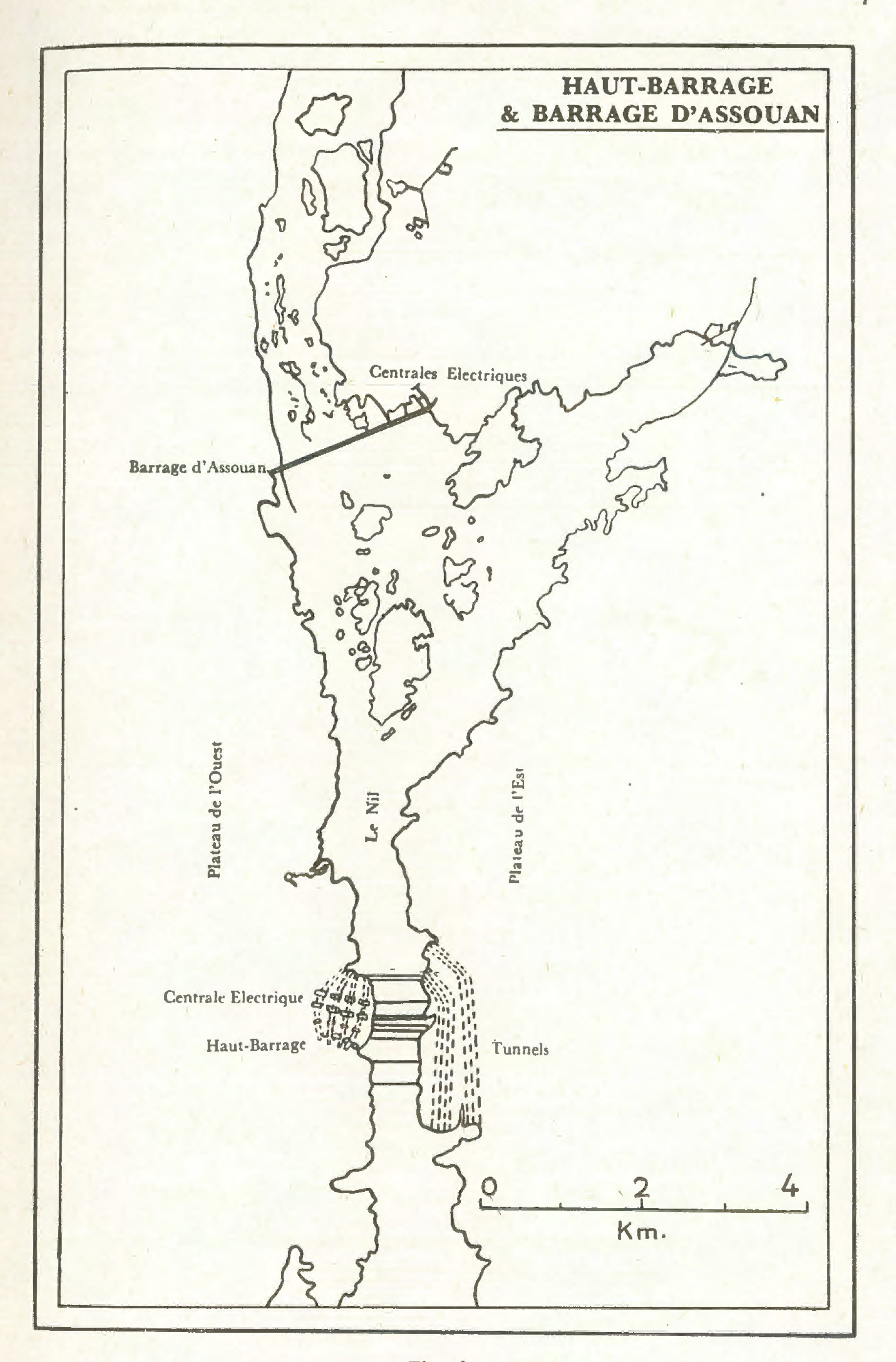


Fig. 1.

II. CONSÉQUENCES PHYSIQUES

La section de la vallée au Sud du barrage est caractérisée par une telle étroitesse qu'à maints endroits les eaux du fleuve viennent lécher le bas des versants désertiques, supprimant ainsi la plaine alluviale déjà si menue, si étroite et si discontinue. Un grand lac de 3000 km^2 occupera toute la section méridionale de la vallée du Nil en territoire égyptien, étendant ses eaux jusqu'aux cataractes de Dale, à 150 km. à l'intérieur du Soudan, c'est-à-dire sur une longueur totale de 500 km. environ (fig. 2). C'est un changement radical que subira le paysage de cette région de la Nubie. Une partie de ce pays a déjà connu la submersion à la suite de la construction du barrage d'Assouan. Les eaux du réservoir recouvrent les petits îlots ou inondent en partie les grandes îles. Mais cette submersion est saisonnière et ne dépasse pas la cote 121 m., alors que le lac de Sadd El-Ali atteindra la cote 180 m. et sera permanent, relevant le niveau des eaux de 60 mètres au moins au-dessus du niveau maximum actuel.

1° *L'érosion du lit.*

Le tronçon du fleuve en aval de Ouadi Halfa jusqu'à l'emplacement du grand barrage c'est-à-dire sur une distance d'environ 340 km., est navigable. Par contre en amont de Ouadi Halfa s'étend un autre tronçon long de 130 km., où le profil loin d'être régularisé, comporte une succession de ruptures de pente constituant la deuxième cataracte. Dans ce secteur le fleuve a été obligé de travailler fortement afin de scier les bancs de roches cristallines pour pouvoir tracer son cours. Ce creusement actif a pu être évalué : aux rapides de Semna à 70 km. en amont de Ouadi Halfa des hiéroglyphes creusés dans le roc indiquent que l'enfoncement du fleuve a été de huit mètres durant les trente derniers siècles [1].

La construction du grand barrage va arrêter net cette vigoureuse érosion puisque les eaux du lac de retenue, vont complètement noyer la deuxième cataracte.

[1] Ball (J.), *Contributions to the Geography of Egypt,* Le Caire 1939, voir p. 72.

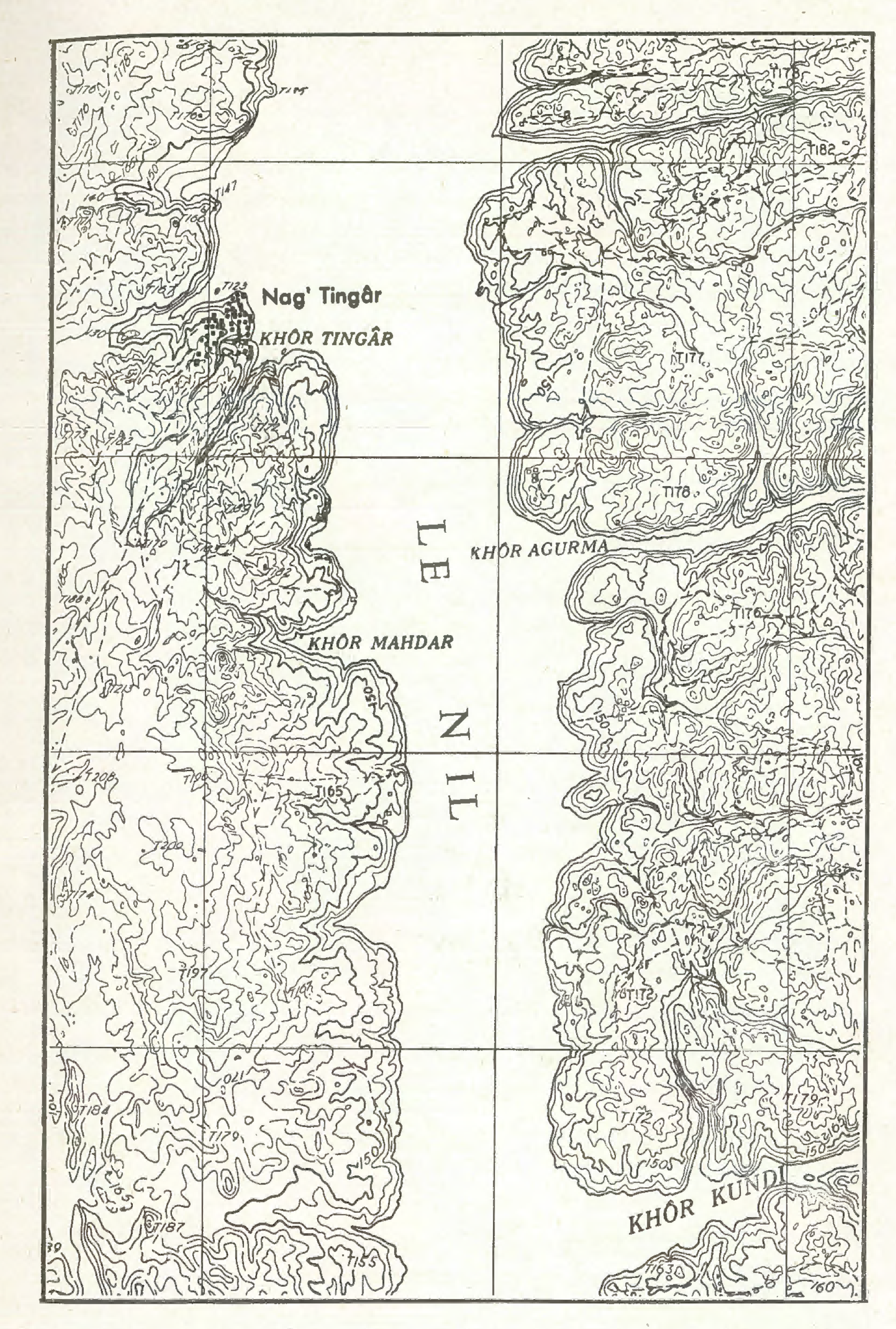


Fig. 2. Extrait de la carte au 1/25.000 (nouvelle série) montrant la section de la vallée du Nil choisie pour l'emplacement du Haut-Barrage qui s'étendra entre les latitudes du Khôr Agurma au Nord et du Khôr Kundi au Sud.

Par contre, si cette érosion est supprimée dans le secteur amont du barrage elle pourrait au contraire être ressuscitée dans le secteur en aval d'Assouan, là où actuellement le Nil ne cesse d'exhausser son lit. On estime, en effet, que plus de la moitié du débit solide du Nil se déposera dans ce réservoir. En aval l'équilibre fluvial actuel se trouvera ainsi complètement rompu à la suite de cette modification du rapport de la *charge* au *débit*. Il est donc probable que ce changement ainsi que l'accroissement du débit fluvial moyen durant l'étiage amènera un creusement du thalweg actuel. Toutefois la présence du barrage élévateur d'Esna situé à 160 km. en aval d'Assouan réduira la pente et ce creusement ne sera guère sensible qu'en amont d'Edfou.

2° *Les terrasses fluviales.*—

Nous voulons aborder maintenant le chapitre concernant l'histoire du Nil dans cette partie. Les divers stades de cette histoire sont illustrés par une succession de terrasses étagées entre le niveau de 90 m. et celui de 9 m. Les trois premiers niveaux de 90 m., 60 m. et 45 m. (les plus anciens) datent du *plio-Pleistocène,* tandis que les terrasses de 30 m., 15 m. remontent au *Paléolithique* et que la dernière, celle de 9 m. ne date que du *Moustérien.*

Toutes ces terrasses le long de la vallée principale, à l'exception toutefois de la plateforme rocheuse de 90 m., seront englouties sous les flots de ce gigantesque lac de retenue. Dans la section aval des vallées (sèches) affluentes descendant de la chaîne Arabique sur la rive droite du Nil il existe également des terrasses qui se raccordent avec celles de la vallée principale. Les plus importantes se trouvent dans l'Ouadi Alaqi; elles subiront toutes le même sort que celles de la vallée du Nil et disparaîtront sous les eaux. Un chapitre précieux retraçant l'histoire du Nil va donc être effacé à jamais.

3° *Le littoral du delta.*—

Le Nil constructeur du delta ne poursuit plus sa tache, et la ligne de rivage ne gagne plus sur la mer. Les limons du Nil sont en effet entraînés et balayés par un courant côtier Ouest-Est. Il semble même qu'en quelques parties la terre recule au profit de la mer. En tous cas nous

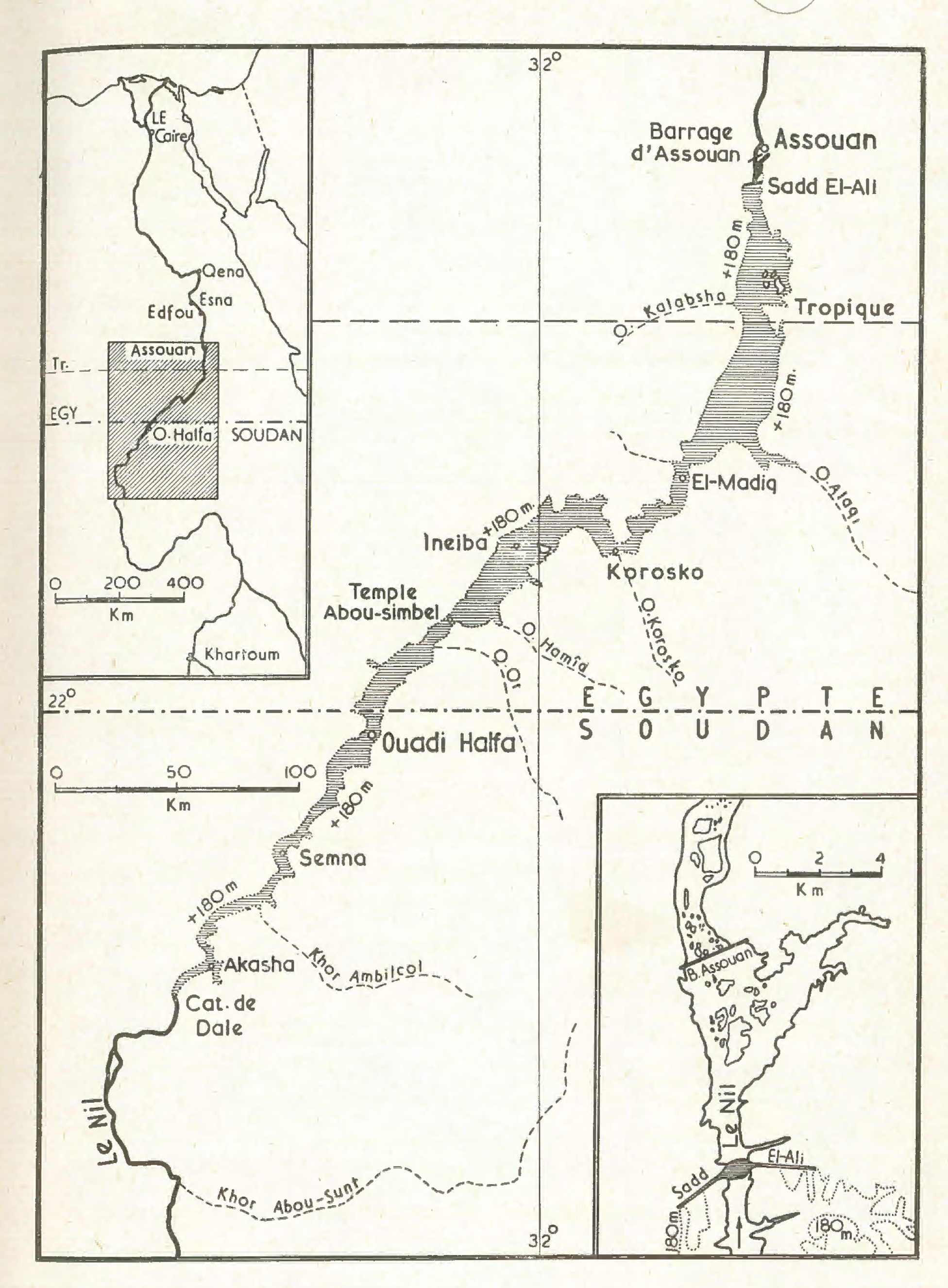


Fig. 3. Schéma du lac de retenue du Haut-Barrage.

pouvons au moins parler d'équilibre entre les forces marines et les apports fluviaux. Nous sommes alors en droit de nous demander ce qu'il adviendra de cette ligne de rivage si les apports fluviaux diminuent sensiblement. Le Nil transporte à l'heure actuelle une moyenne annuelle de 110 millions de tonnes d'alluvions dont la plus grande partie s'écoule dans la mer surtout au moment de la crue et nourrit les cordons littoraux. On prévoit un dépôt de 90 millions de tonnes d'alluvions dans le fond du réservoir, soit 60 millions de mètres cube par an. L'équilibre sera donc rompu et au profit de la mer qui rongera la ligne du rivage.

III. CONSÉQUENCES ÉCONOMIQUES ET HUMAINES

Les conséquences humaines et économiques se présentent différemment en amont et en aval du barrage. C'est un gigantesque pas en avant vers la pleine utilisation des eaux du Nil en vue de l'irrigation de l'Egypte.

A

1° Le réservoir jouera le rôle de *régulateur de débit* en opérant un stockage non sur une année, mais d'une année sur l'autre afin d'assurer la quantité d'eau nécessaire à l'irrigation, même pendant les années de faible crue. Il arrive que le débit du fleuve pendant l'étiage (février-juin) soit parfois inférieur aux besoins de l'irrigation estimés à 22.000 millions de m³ durant cette période, par exemple en 1913 le débit du fleuve a été de 7.000 millions m³; même en tenant compte des réserves d'Assouan et du Gebel Awleia de 7.500 millions m³ (qui à cette date n'atteignaient pas ce chiffre) le total 14.500 millions m³ serait loin de couvrir les besoins. Les réserves du nouveau barrage permettront donc d'assurer le rendement des cultures *Seifi* (d'été).

D'autre part certaines années le débit du Nil est si élevé au moment de la crue qu'il fait peser sur toute l'étendue du pays la menace de l'inondation. A ces moments critiques le Sadd El-Ali aura au contraire un rôle protecteur.

2° *Extension de la zone cultivable.*

Un des premiers résultats au point de vue agricole sera la conversion à l'irrigation pérenne des quelques 750.000 feddans [1] en Haute-Egypte encore soumis à l'antique système de l'inondation par *bassins*, qui disparaîtra complètement du territoire Egyptien.

La culture du riz, plante éminemment avide d'eau et soumise à une réglementation, serait nettement améliorée et pourrait couvrir 700.000 feddans.

Mais la principale utilisation du grand réservoir consistera dans l'extension de la zone cultivable de 1.250.000 feddans, résultat des disponibilités supplémentaires en eaux. Ces terrains seront conquis sur :

a) Les lacs littoraux du Nord du Delta, en grande partie asséchés et transformés en polder après renforcement du cordon littoral, et qui livreront 250.000 feddans à la culture.

b) Les terres dites *barari*, immensités désolées de terres salées par suite de l'impossibilité du drainage naturel et situées en bordure de ces lagunes, qui pourront être lavées et doubleront la superficie à récupérer dans cette partie du delta, la portant à 550.000 feddans.

c) Les marches occidentales et orientales du delta qui seront également ravies au désert; 550.000 feddans de terres stériles profiteront des eaux du Sadd El-Ali. Déjà un bel exemple de possibilité de cultures dans le désert vient d'être illustré par la création de la nouvelle province de *Tahrir* à l'Ouest du delta, où au prix d'un effort gigantesque et très spectaculaire, 10.000 feddans viennent d'être conquis de haute lutte sur le sable.

Ainsi le paysage même de certaines régions, et leur structure économique changeront de physionomie.

3° Enfin le projet comprend la construction d'une centrale électrique qui, conjointement avec celle de l'actuel barrage d'Assouan fournira une quantité énorme d'énergie électrique. Le maintient constant à 108 m.

[1] Le feddan équivaut à 4200 m² 833.

du niveau des eaux en aval du Sadd El-Ali, dans le réservoir d'Assouan proprement dit, permettra aux turbines de la Centrale (actuellement en construction) de tourner à un rythme régulier tout au long de l'année sans être influencé par les fluctuations du régime.

Des 12 milliards de kwh fournis par les deux centrales, une partie sera envoyée sous haute tension jusqu'au Caire et l'autre partie sera utilisée sur place fournissant la force à une usine de nitrate d'ammonium dont la construction est prévue. Enfin la centrale permettra d'actionner des pompes électriques pour l'irrigation de 400.000 feddans de terres cultivables plus élevées.

B

Le paysage rural n'ira pas sans être affecté en amont du barrage. Les villages nubiens qui ont déjà changé de site plus d'une fois pour s'adapter aux conditions créées par la construction du barrage d'Assouan et ses deux surélévations, devront de nouveau être déplacés. D'autres, non touchés jusqu'à maintenant, subiront aussi le même sort. Des champs temporairement recouverts par les eaux du réservoir actuel ou conquis sur les terres hautes loin de la portée des eaux seront définitivement engloutis. On prévoit un transfert de la population qui serait réinstallée dans les ouadis environnants, facilement irrigables.

La Nubie, la région la plus déshéritée de l'Egypte, dont les ressources sont médiocres, a toujours été une région d'émigration d'hommes adultes surtout après l'édification du barrage d'Assouan. Ses habitants, 80.000 personnes environ, sauront-ils s'adapter aux nouvelles conditions? L'appel fait à la main-d'œuvre pour la construction du Haut-Barrage, puis les activités qui en dériveront, constituent des gages solides pour l'amélioration des conditions d'une vie très précaire.

Mais si le problème humain de la Nubie semble pouvoir assez facilement être résolu, il est un aspect qui tout en sortant du cadre de la géographie ne peut être ignoré : c'est l'engloutissement sous les eaux de tous les temples et monuments de la Nubie qui disparaîtront à jamais. En 1970 quand le barrage sera achevé, il ne restera de ces trésors archéologiques que des relevés, des plans, des photos...

*
* *

La réalisation d'un projet d'une telle envergure comportera donc des transformations aussi bien dans l'action naturelle des éléments que dans la structure agricole et économique : transformations prévues que nous venons de passer en revue; mais cette réalisation ne laisse-t-elle pas aussi à la nature même un nouveau champ d'expérience? Quand le *Boulder Dam* fut réalisé, les ingénieurs, les techniciens, les géographes, avaient-ils prévus que sous le poids d'une surcharge de 40 milliards de m^3 d'eau un affaissement du sol de 6 à 18 cm. se produirait, et que des failles allaient rejouer! Quels imprévisibles phénomènes le Sadd El-Ali engendrera-t-il?

THE MEDIT. AREA AND THE MONSOON LANDS AS THEATRES OF CIVILISATION.

A COMPARATIVE STUDY

BY

M. A. SHARKAWY

Though the Medit. area and the Monsoon lands have much in common as a scene of many civilisations, yet they differ in many respects. The term « Medit.» which is generally a loose one, is in the sense of this discussion; applied only to such areas that can stand the minute scrutiny for possessing the typical Medit. characteristics such as climate, vegetation, temperature and above all space relation.

The Medit. area is a large geographical unit embracing extents of coastal belts studded with islands. The topography is very diversified in its character giving it one of its everlasting influences. A high chain of folded mountains forms the landward boundary to the continent. From a climatic point of view, the Medit. area stands aloof from the rest of the continent as the rainfall is practically confined to the winter half year while the summers are dry and often hot but considerably cooler than in the same latitudes in Asia. The winters are mild with plenty of sunshine. Thus the vegetation is simply bound to be the evergreen forest accompanied with the draught resisting plants. The diversified character of the topography has been reflected in the different types of stimuli that have been the logical outcome, while the uplands have every variety of temperate climate according to the altitude. This variety finds its reflection in the graduated series of trees and plants from palms to olives to chestnuts and lastly pine. Far more important are the effects of these high ridges in isolating from each other, the deep valleys and plains which lie between them, furnishing them with rich soil and still more with abundant supply of water far more than the local climatic average.

The best lands are almost invariably near the sea level while the high grounds, barren as they look; offer peculiar possibilities for shepards. Thus it has become possible for a small area to include a great variety of climate, with its own type of vegetation and consequently capable of maintaining a special order of human organisation, social as well as economic.

On the other hand the Monsoon lands have many features in common. They are so named because of the regular seasonal reversal of the winds. The summer winds are generally moisture-bearing and the winter winds are generally dry in most cases (because some parts of India have a good amount of rain during winter months). These monsoon lands have a feature of their own as they extend over a great stretch of latitude and so temperate conditions vary greatly while their topography produces remarkable cases of either heavy or scanty rainfall. They are really « continental masses fanning out towards fringing seas ». They are alike in having "no coastal" belts, no assembly of islands off their coasts, and generally have a straight cut shore-line with little possibilities for good harbours ». Yet the difference between them in climate and vegetation cannot be ignored. Also difference in latitudes allows China for example to have a wider range of temperature than India. Some members lack winter cold which is extremely necessary to invigorate human energy as India while N. China has it. But again river valleys play an important part in their civilisations forming each a self-supporting unit within the big geographical one, while differing from the Medit. area, because each big unit is formed of smaller units with no real touch with one another, while the latter is one of numerous areas of local specialisation which are in real contact with one another.

From a human point of view, the Medit. culture was based primarily upon cereal cultivation « wheat and barley » plus fruit gardening as a supplementary asset. The pastoral art has been always maintained from the very early days on the less favoured spots. The continuous forests which were characteristic of the Monsoon lands as a whole, before man interfered, were relatively rare within the Medit. proper. Rainfall was often so scanty that irrigation became necessary for man to prosper. That the Medit. man had not to clear a dense forest before he planted and sowed as the people of the Monsoon lands were forced to do, and that he had to bring water artificially before his crops could grow, have greatly influenced the evolution of Medit. civilisations which derived their original impetus from wholesale borrowing from early centres, which lied on their margin as Egypt and Mesopotamia and every item seems to have been borrowed and thoroughly used. The primary plants of importance show this in particular and they fall under three caterories :

1) Plants specially adapted to the climate and these were either native or introduced from centres close at hand such as wheat, barley, olive and wine.

2) Plant much less adapted to conditions of draught and often demanding irrigation in summer such as fruit trees, peach, lemons etc.

3) Plants introduced at a later date from the New World as maize, tobacco, potatoes etc.

Thus the combination of these plants served as the bases for agriculture. Soil conditions played a great part in the localisation of these plants but all the same, the fact remains that Medit. man tended always to be « a gardener and not a farmer ». This is a direct result of the limited suitable area of arable land for cultivation which led Miss Newbigin to say that « the available land was measured by feet and not by acres, resulting in intensive and not extensive cultivation ». It has always been the case that as the Medit. area proved to be specially fitted for rapid social evolution, as it includes areas of highly specialised character; and as the population increased additional supplies of products were always demanded and exchanged, giving rise to « continuous contact and thus preventing stagnation ». From early days; extra food supplies were always sought from other better fitted regions for cereal production. All Medit. civilisations were aware of this fact and so they generally aimed at extending their influence over cereal producing countries outside the Medit. sphere proper. Still transhmance substituded the scanty agriculture in certain districts as the hill slopes and the marshes. This implies a periodic and alternating displacement of flocks and herds during the different seasons.

Now turning to the Monsoonlands, China and India will be taken as typical representatives. China is not a distinct geographical unit as India, being neither so will defined by the sea nor so well rimmed by such mountain system as the Himalayas. Its location on the vast Pacific, the tremendous and confused mountain barrier on the S.-W. running into steppes and deserts northwards, make of it a separate world. Though it is considerably cut up by hill systems in the interior; their separating power has been counterbalanced by the unifying effect of the great navigable rivers. It is to these rivers that the immemorial federation of the land is due. The area as a whole is fertile and the loess is of incomparable productivity. The country was won for tillage, not only throughout the vast plains but also along the slopes of the mountains which served as an extension of the cultivated area in the thickly populated districts. Cereals are mainly the main items of the food supply while certain crops as rice play an important part. If they fail, havoc spreads over large areas. Pastoral pursuits were never the practice. This is due to the great need for every available and suitable bit of land because the population is very dense and a high standard of productivity is really necessary for keeping these highly congested masses.

Thus it is possible to infer that in the Medit., diversity in the « tout ensemble » of the conditions resulted in a diversity in the culture. The small units developed their highly specialised culture as each served as a separate entity. Furthermore the sea served as a measure of protection in the very early times and so helping the infant cultures to grow unmolested. Later on, it served as an important factor in unifying these separate groups together. It is true that the sea was unattractive and so it did not play the same part in the Medit. There were no temptations to force the Chinese or the Indians to become seamen. There was no effective pressure to force them to take to the sea and even when there was pressure, it dissipated itself before the sea board was reached. It is significant that till the 13th century, the Chinese never heard of Formosa, lying only 70 miles from their coast and never made it their own till 1682 after the Europeans had planted trading stations in the island.

In India, the Indo-Ganjetic plain has been the progressive centre. Yet when climatic conditions are taken into account, there is a sameness which is reflected in the lives and cultures of the people with very few exceptions. The land is hot, not only in summer, but also in winter. The same conditions extend over great distances and more than that, the area is difficult to organise and keep organised. The reason for this is that it is, not only too large, but also due to the fact that nurseries and cradles for the full growth of cultures, as in Egypt and the Wei Valley, are totally absent. One marked feature in the Indian civilisations is that they have always been less advanced than the external civilisations in the genuis for organisation. Some parts of the peninsula are still covered with dense forests and up to the present, the jungles still defy the efforts of man and thus « helping to keep backward instead of initiating advance ». Indian plains were also unfavourable for pasturage which has little countenance on the margin of the desert and is confined practically to the hills. It is thus obvious that through the N.-W., the greatest menace to independance and civilisation came. Hence arose the importance of the site of Delhi.

With regard to the space relation, the main difference between the Medit. and Monsoon civilisations; is again the attitude towards the sea. It was the sea that carried the Medit. civilisations to the far lying regions. The command of the sea, the control of the possible lines of movements and the unrestricted contact combined together to form the decisive factor that lengthened or hastened the destinies of these successive Empires. It is rather significant that when the maritime activity lost the penchant and deciding power of early times, the Monsoon lands have turned their interests towards the ocean and indeed their latest cultural elements have been recruited through the sea which is becoming more and more important than before.

Again both the Medit. and Monsoonlands received invasions from the Central Asiatic Steppes. It was the man of the Steppes whose invasions caused irruptions and degradations in the cultures of these areas. China was open to invasions from the North and the North-West. But the North-West was the door at which the pastoralist never ceased to knock. China stands alone in the fact that all invaders were successfully absorbed

in this wide continent and the Chinese culture, inspite of all these invasions, was always continuous in the sense that it never really disappeared. The case of Tibet is the antithesis. It was never a menace to China but on the contrary, it was dominated and wrapped by chinese influence. It is also true of the Chinese culture, that these invasions and the continuous infiltrations of new people and habits, helped always to its regeneration preventing it from stagnation. Kublai Khan's period is a good example and China today represents the « most massive and continuous cultural cohesion in human annals».

The case of India is quite analogous. Although largely protected by the great conspicuous mountain system, an incessant influx of waves succeeded, through the passes in the North-West, in reaching the mainland. Here again the North-West was the main menace. Assyrian, Greek; long before the days of Alexander, had even conquered the North-West. Alexander marched his armies into the heart of Punjab and the extremely unknown conditions of the interior drove him back. In addition to these streams of steppe folks always formed outlets in India as it was close and near to them. The Saracenic invasion which dragged the country from its obscurity, can be regarded as an elevating influence resulting in maintenance of order, under strong ruling dynosties, and also in giving the country its great religious variation. The invasions of the Mongols bear the stamp of destruction on a large scale. Yet here arises the fact that « conquerors and conquered never really fused nor did one absorb the other». It is with India that the caste system is thought to have originated although it is a question whether it existed elsewhere or not. Some believe that at one time it was the practice among the Chinese.

But the Medit. area was a little far from the centre of motion and naturally it was out of the way of the two proper routes of invasion followed by these mobile hordes. Between the Medit. and the centre of motion, there was always a « natural break water of more or less cultured groups who suffered the agony of the first severe blows». Again destruction followed their heels except in exceptional cases when the invading hordes settled down in the new lands and assimilated the culture of the conquered, and thus for once showed a white sheet and built a new reputation.

On the whole the Medit. civilisations suffered dire eclipse under the attack of the people of the tents. The wealth accumulated in the villages or cities of the agriculturalist, acted as a perpetual lure to the nomad, enriching himself quickly without renouncing his roving life. The Medit. has witnessed the comings and goings of Phoenicians, Carthagenians, Berbers, Greeks, Romans and Babylonians generally from the hinterland of Eurasia, down to the advent of Mongols and Turks in comparatively recent times.

It is the antithesis between pastoralism and agriculture which, not only accounts for "the degradation and fall of nations but also for the early emergence of civilisation in one area rather than the other". In all cases, Inner Asia was the centre for predatory invasions whose ample waves have left marks on every civilisation of the world.

CLIMATE AND MICROCLIMATE IN THE CAIRO DESERT

BY

M. KASSAS AND M. IMAM

PREFACE

The features of the climate as recorded at meteorological stations are no doubt the causative factors in determining the features of the desert environment. But when we come to deal with the vegetation of a certain area we soon realise that the climatic features have two aspects, namely, the regional climate (Macroclimate), and the local climate (Microclimate). The former represents the master factor. The latter is involved in the intimate relationship between the individual plant and its habitat. In this paper we shall present a description of these two aspects of the climate.

1. MACROCLIMATE

The area under consideration is a part of the North African desert, and lies at the northern boundary of the rainless desert of North East Africa (the Great Sahara).

1.1, *Rainfall.*

Table 1 gives the available records of the annual rainfall at six stations within the Cairo district (1906-1955). The mean of the available records of every year is taken as the average rainfall of the Cairo district at large in that particular year. The deviation of this average from the mean of the fifty years (27 mm.) is presented in the last column of the table.

Table 1. Rainfall records (mm./year) of six stations within the Cairo district, with a calculated yearly average (av.) and the yearly deviation (dev.) from the 50-year mean. Ab. = Abbassiya, He. = Heliopolis, Al. = Almaza, Ez. = Ezbekiya, Giz. = Giza, Hel. = Helwan.

	Ab.	He.	Al.	Ez.	Giz.	Hel.	All Cairo	
Lat	30°. 5′	30°. 6′	30°. 7′	30°. 3′	30°. 2′	29°.52′	av.	dev.
Long.	31°.17′	31°.19′	31°.21′	31°.15′	31°.13′	31°.20′		
Alt. (m) OD	30	41	74	20	21	116		
1906	17	.	.	.	18	27	21	- 6
1907	49	.	.	.	49	55	51	+24
1908	57	.	.	.	49	91	66	+39
1909	41	.	.	34	35	47	39	+12
1910	11	.	.	18	12	14	14	-13
1911	19	.	.	19	21	25	21	- 6
1912	10	.	.	17	15	26	17	-10
1913	16	.	.	13	13	52	24	- 3
1914	13	.	.	9	9	21	13	-14
1915	9	.	.	9	4	12	9	-18
1916	42	.	.	42	29	61	44	+17
1917	57	.	.	33	30	33	38	+11
1918	40	.	.	31	35	36	36	+ 9
1919	49	.	.	52	.	31	44	+17
1920	.	.	.	78	55	33	55	+28
1921	87	.	.	91	105	63	87	+60
1922	16	.	.	9	13	13	13	-14
1923	.	.	.	55	49	28	44	+17
1924	.	.	.	47	31	47	42	+15
1925	.	.	.	21	24	24	23	+ 4
1926	.	22	.	26	19	18	21	- 6
1927	.	7	.	18	21	20	17	-10
1928	.	9	.	10	17	7	11	-16
1929	.	21	.	26	23	52	31	+14
1930	.	30	.	30	35	34	32	+15

Table 1. *(Continuation)*

	Ab.	He.	Al.	Ez.	Giz.	Hel.	All Cairo	
Lat	30°. 5′	30°. 6′	30°. 7′	30°. 3′	30°. 2′	29°.52′	av.	dev.
Long.	31°.17′	31°.19′	31°.21′	31°.15′	31°.13′	31°.20′		
Alt. (m) OD	30	41	74	20	21	116		
1931	.	5	.	13	15	9	11	-16
1932	.	5	.	6	14	6	8	-19
1933	.	11	.	13	10	15	12	-15
1934	.	16	.	20	20	14	18	- 9
1935	.	3	.	2	3	1	2	-25
1936	.	4	.	8	10	14	9	-16
1937	.	27	45	27	62	30	38	+11
1938	.	7	12	19	9	21	14	-13
1939	.	13	21	21	22	25	20	- 7
1940	.	14	13	14	15	21	15	-12
1941	.	8	.	15	16	35	19	- 8
1942	.	9	20	10	17	31	15	-12
1943	.	27	31	30	38	44	34	+ 7
1944	.	39	43	42	36	64	45	+18
1945	.	2	28	21	30	81	36	+ 9
1946	.	10	9	20	30	17	17	-10
1947	.	18	15	26	37	13	22	- 5
1948	.	.	26	23	25	14	23	- 4
1949	.	.	24	22	24	76	37	+10
1950	.	.	10	19	12	15	14	-13
1951	.	.	69	61	55	62	62	+35
1952	.	.	47	26	54	11	34	+ 7
1953	.	.	12	10	9	7	10	-17
1954	.	.	16	25	31	24	24	-3
1955	.	.	.	24	16	17	19	-8

Mean 27
Standard deviation 15.2

The data presented show two features of the rainfall : *a*) scantiness and *b*) inconsistency. The average rainfall is 27 mm./year (about one inch) which is far below the generally accepted limit of the desert boundary (Monod, 1953).

In certain years, e.g. 1935, the rainfall amounts to the negligible sum of 2 mm., whereas in 1921 the Cairo rainfall record is 86 mm.

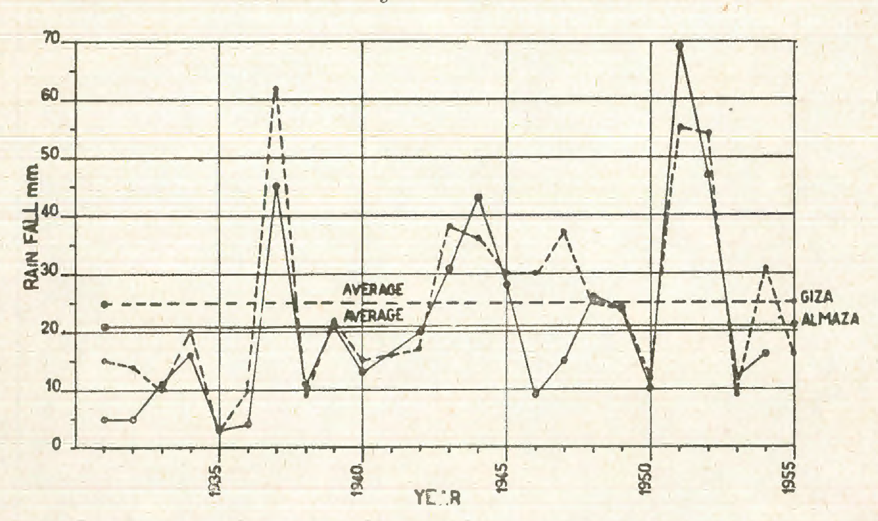


Fig. 1. Annual rainfall of Giza (dashed line) and Almaza (continuous line for the period 1931-55).

Within the records of the fifty years contained in Table 1, there are six years in which the rainfall average is 10 mm. or less, and there are ten years in which the rainfall average is 40 mm. or more. This variation is shown by the high value of the standard deviation of the mean (15.2) which is 55 % of the mean. It is also illustrated by Fig. 1 which presents the annual rainfall records at Giza and Almaza throughout the period 1931-1935.

Strahler (1951, p. 355) noted the great variability of the rainfall in the dry climate. He quoted Abbassia (near Cairo) as an example. He concludes that « the dry continental-tropical areas lying near the tropics of Cancer and Capricorn have the highest variability ». Moreau (1938) presents two generalizations :

a) the lower the average rainfall the higher the variability,

b) reliability is less, that is, variability is greater, when rainfall is concentrated than when it is well distributed in time.

These generalizations are supported by the studies of Williamson and Clarke (1931) in India, Wellington (quoted by Moreau, 1938) in South Africa, Ireland (1948) in Sudan, Kassas (1956) in North East Africa and many others.

The variability of the rainfall is not only temporal (year to year) but also spatial. It may be noticed that in the year 1913 the Helwan rainfall was 52 mm. and the rainfall at the other stations was 13-16 mm.; in the year 1916 the Helwan rainfall was 61 mm. and the Giza rainfall was 29 mm.; in the year 1921 the Helwan rainfall was 63 mm. and the Giza rainfall was 105 mm. Comparable differences may be observed on inspecting the data contained in Table 1.

The rain is infrequent and local, but the rare cloud-bursts may cause abundant precipitation within limited areas. As stated by Sutton (1949) in his study of the rainfall in Egypt, « Heavy but sporadic storms in deserts are usually of the thunderstorm type and are apt to cause great floods in otherwise dry wadis. These floods may be experienced at distances far away from the scene of the actual storm ». Similar statements are made by Miller (1953, p. 257), Cotton (1947, p. 11), Strahler (1951, p. 355), and others. Table 2 gives five-year averages of annual rainfall. It is obvious that the period 1931-1935 is exceptionally dry and that the periods 1916-1920 and 1921-1925 are less arid than usual. But one cannot ascertain from such a limited set of records any indication of a secular change in the rainfall.

TABLE 2. 5-yearly annual average rainfall (mm.) as summarized from the all-Cairo annual averages (Table I).

Year	mm. rain/year
1906-1910	38.2
1911-1915	16.8
1916-1920	43.4
1921-1925	41.8
1926-1930	22.4
1931-1935	10.0
1936-1940	19.2
1941-1945	29.8
1946-1950	22.6
1951-1955	29.8

1.2, *Climatic particulars.*

Table 3 gives the climatic normals of Giza calculated as averages of 25 years records (1931-1935). Table 4 gives comparable data for Almaza. Both stations lie within the Cairo district. The scanty rainfall (24.8 mm. at Giza and 20.7 at Almaza) is mostly concentrated within the October-March period, that is, winter rainfall. The six months April-September are usually rainless.

The temperature is much more regular in its seasonality than the rainfall. The winter months are cool and the summer months are hot. But it may be noted that the Giza climate is a little cooler than the Almaza. The former is situated within the irrigated land of the Nile-valley, the latter is in a desert locality. In every month, the mean daily temperature is higher at Almaza than at Giza. This may be due to the cooling effect of irrigation and plant growth.

The relative humidity shows that the atmosphere is dry. It is much drier in summer than in winter. Again the desert locality (Almaza) is drier than the cultivated locality (Giza).

Evaporation, as measured in a screen with a Piche evaporometer, is higher in the summer months than in winter. It is also higher at Almaza than at Giza. Although it is admitted that these figures are much higher than those which may be obtained from an open water surface, and certainly different from what may actually evaporate from the ground surface, yet they show intensive evaporating power of the atmosphere. It is obviously clear that the scanty rainfall cannot balance this great evaporating power. (See also : Migahid and Abdel-Rahman, 1953).

1.3, *Type of climate.*

As Thornthwaite (1948) states «we cannot tell whether the climate is moist or dry by knowing the precipitation alone. We must know whether precipitation is greater or less than the water needed for evaporation and transpiration».

Several systems and formulae are proposed by different authors for the evaluation of moisture indices. Nearly all these formulae incorporate precipitation and temperature, the latter being accepted as the major factor (with available records) controlling evaporation.

TABLE 3. Climatic particulars of Giza calculated as averages of 25 years records (1931-1955).

	Temp. °C			Relative humidity		Rainfall (mm.)	Evapor. Piche mm./day
	Mean daily maximum	Mean daily minimum	Mean of day	Mean	14 hr.		
January...	20.4	5.8	11.9	76	43	2.4	3.2
February..	21.9	6.4	13.0	69	38	4.3	4.1
March	24.4	8.1	15.2	65	35	2.3	5.2
April	28.7	11.3	19.1	59	29	0.8	7.3
May......	32.9	15.4	23.9	52	26	1.7	9.3
June	35.0	18.4	26.3	55	29	0.0	9.6
July......	36.1	20.4	27.6	60	30	0.0	8.9
August ...	33.7	20.3	27.1	66	36	0.0	7.2
September	32.4	18.3	25.0	70	40	0.0	5.7
October ..	30.8	15.9	22.6	71	39	4.1	5.1
November.	26.3	12.0	17.7	77	43	2.8	3.6
December.	21.6	8.1	13.3	79	46	6.4	2.8
Year	28.5	13.4	20.2	66	36	24.8	6

TABLE 4. Climatic particulars of Almaza calculated as averages of 24 years records (1931-1954).

	Temp. °C			Relative humidity		Rainfall (mm.)	Evapor. Piche mm./day
	Mean daily maximum	Mean daily minimum	Mean of day	Mean	12 hr.		
January...	19.5	7.9	13.9	58	45	1.9	5.4
February..	21.0	8.8	14.8	54	38	4.0	6.4
March	24.1	16.8	17.2	52	35	3.1	7.9
April	28.3	13.5	20.9	46	28	0.8	9.4
May......	32.2	17.1	25.3	42	24	1.3	11.9
June	35.1	20.0	27.6	47	28	0.0	11.5
July......	36.2	21.6	28.8	54	33	0.0	10.8
August ...	35.3	21.7	28.4	55	33	0.0	9.3
September	32.6	19.8	26.2	59	40	0.0	7.7
October ..	30.7	17.6	24.0	58	39	2.1	7.2
November.	25.6	13.9	20.2	62	44	1.1	5.8
December.	20.9	9.5	15.2	64	48	6.4	4.8
Year	28.4	15.7	21.9	54	36	20.7	8.2

The simple De Martonne formula for the index of aridity is applied for the monthly normals (average records), see Table 5. It is clear that the indices of aridity for all the months are far below the limit of what may be defined as «dry month» according to Andrews and Maze (1933) or Scaëtta (1934). Emberger (1942), quoted by Emberger (1952), proposed the following formula for expressing the degree of dryness as :

$$Q = \frac{P}{(M+m)\ (M-m)} \times 100$$

where Q is the pulviothermic quotient and P is the annual precipitation in mm., M is the average of maximum temperature in the hottest month and m is the average of minimum temperature in the coldest month. Q is 1.95 for Giza and 1.66 for Almaza. This means that the climate of the Cairo district as represented by the two stations lies within the Saharan Mediterranean climate as classified by Emberger (1951).

TABLE 5. Monthly index of aridity calculated after De Martonne's formula for the two stations Giza and Almaza.

Month	Giza	Almaza
January	0.11	0.08
February	0.14	0.16
March	0.10	0.11
April	0.03	0.02
May	0.05	0.04
June	0.00	0.00
July	0.00	0.00
August	0.00	0.00
September	0.00	0.00
October	0.12	0.06
November	0.10	0.03
December	0.27	0.25

I = P/T + 10   P = precipitation in mm.
I = index of aridity   T = mean temperature in °C.

A point that may be noted here is the difference, little as it is, between the Giza and Almaza climates. The former station is located within cultivated land and hence its climate is less arid than the Almaza station situated in desert land.

Tables 6 and 7 present calculations for potential evaporation values calculated according to the system suggested by Thornthwaite (1948). The values of the annual potential evapotranspiration for Giza and Almaza are 104 and 114 cm. This indicates a higher thermal efficiency for Almaza, and puts the Giza climate within the upper section of the mesothermal type (B'4) and the Almaza climate at the margin between the mesothermal and the megathermal types (A'). The moisture index values for the two stations are -85 and -85.8 which means that the climate is of the arid type (E).

TABLE 6. Giza, mean monthly temperatures (from table 3) and computations for the monthly and yearly heat index (i) and potential evaporation in centimeters, calculated according to the system of Thornthwaite (1948).

Month	temp. °C	i.	Unadj. PE	Adj. PE
January	11.9	3.72	2.25	2.02
February	13.0	4.25	2.80	2.44
March	15.2	5.38	3.90	4.02
April	19.1	7.61	6.10	6.59
May	23.9	10.68	10.50	12.40
June	26.3	12.35	13.50	15.80
July	27.6	13.28	14.37	17.24
August	27.1	12.92	13.95	15.90
September	25.0	11.44	11.50	11.85
October	22.6	9.82	8.90	8.72
November	17.7	6.78	5.25	4.67
December	13.3	4.40	2.90	2.55
Year		102.63		104.20
Moisture Index (Im) = – 85				

TABLE 7. Almaza. Mean monthly temperatures (from table 4) and yearly heat index (I) and potential evapotranspiration in centimeters, calculated according to the system of Thornthwaite (1948).

Month	Temp. °C	i.	Unadj. PE	Adj. PE
January	13.9	4.70	2.60	2.34
February	14.8	5.17	3.14	2.74
March	17.2	6.49	4.20	4.33
April	20.9	8.72	7.50	8,10
May	25.3	11.64	11.50	13,57
June	27.6	13.28	14.37	13.96
July	28.8	14.17	15.54	18.45
August	28.4	13.87	15.17	17.29
September	26.2	12.28	13.50	13.90
October	24.0	10.75	10.50	10.29
November	20.2	8.28	6.60	5.87
December	15.2	5.38	3.14	2.76
Year		114.73		113.60
Moisture index (Im) = — 85.8				

Figs. 2 and 3 present climatological graphs (klimadiagramme) according to the system suggested by Walter (1955). The two figures show conditions of extreme aridity all the year round. The aridity is more intense during the summer. According to the system suggested by Meigs (1953) for classifying the arid and semiarid climates, the two stations lie within the boundaries of type Ac 23. This means : an arid climate with winter concentration of rainfall and mild temperatures.

A climatic classification of the Nile basin according to the Köppen system was worked out by Hefny (1953). According to this classification the climate of the Cairo district is of the type temperate desert climate, BWC.

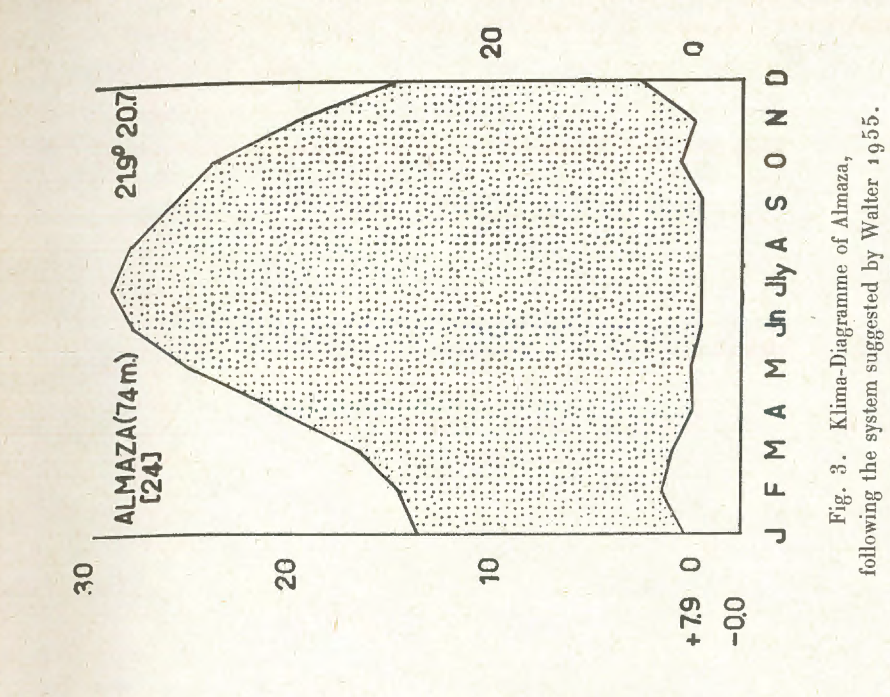


Fig. 3. Klima-Diagramme of Almaza, following the system suggested by Walter 1955.
Left-hand axis : rainfall (mm.);
Right-hand axis : temp. °C.

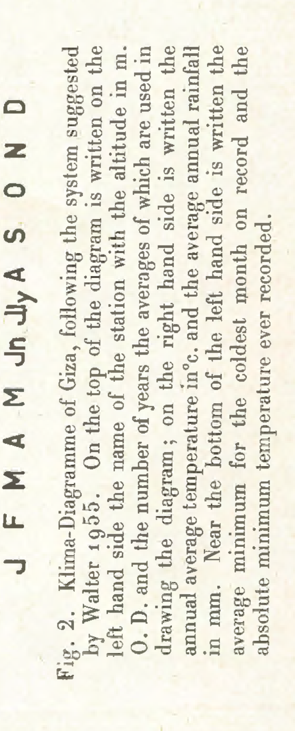


Fig. 2. Klima-Diagramme of Giza, following the system suggested by Walter 1955. On the top of the diagram is written on the left hand side the name of the station with the altitude in m. O. D. and the number of years the averages of which are used in drawing the diagram; on the right hand side is written the annual average temperature in°c. and the average annual rainfall in mm. Near the bottom of the left hand side is written the average minimum for the coldest month on record and the absolute minimum temperature ever recorded.

2. MICROCLIMATE

2.1, *General Remarks.*

In the previous section the main features of the climate (Macroclimate) were described. It was shown that the various attempts at classifying the climate by formulating indices, simple or otherwise, considered water (precipitation) and temperature as the two main factors that may give character to the climate. We shall likewise consider the water (soil moisture) and the temperature as indicators of the features of the microclimate. Their temporal variations within one place and the differences they show from one place to the other, may be taken as the summation of the direct and indirect effects of the major elements of the climate. Microclimate is defined by Geiger (1950, p. XIX) as « climate in the least space »; by contrast to the macroclimate which is the « large scale climate ».

Kachkarov and Korovine (1942, p. 51) state that in the deserts the microclimatic conditions are perhaps of greater significance to the existence of animals and plants than the regional climate. On the same page the translator (Th. Monod) refers, in a footnote, to the term eco-climate introduced by B. P. Uvarov as an alternative to the term micro-climate. He adds that the distribution of the species depends only indirectly on the general climate, it is controlled by very variable conditions of the substratum, and that every organism lives, in fact, in a microhabitat within the climate.

In the desert the main factor causing local variations in the soil moisture and the ground temperature is the topography. The plant cover being scanty, its effect is less pronounced. As Braun-Blanquet (1932, p. 261) puts it « local or microclimate, in contrast to general climate, is largely controlled by orographic factors : mountains, plateaus, plains, exposure, and slope of the surface ». Miller (1953, p. 260) states, « the desert environment is made up of a subtle mixture of climate and relief ».

Williams (1954) reports on some studies made in Egypt during the period 1921-1927, to « take observations on bioclimate or what perhaps today would be called microclimatic conditions ». His data

show that the air temperature and humidity and the soil temperature at different depth differ from one place to the other depending on local conditions. He concludes that « within a distance of relatively few meters there are available in this type of desert country a very wide range of temperature conditions ». Buxton (1924) in his study on the temperature of the surface of deserts, states that great differences may be observed in places a few yards apart, owing to reflected radiant heat, and differences in the inclination of the surface of the soil.

Shanks and Norris (1950) refer to the environmental differences which exist between adjacent and contrasting habitats in hilly or mountainous country, and calls attention to the consistent temperature differences between north- and south-facing slopes. Shanks (1956) concludes that the soil temperature provides a useful index of environmental and microclimatic differences, and that they are sensitive enough to measure differences, between contrasting adjacent habitats. Oosting and Hess (1956) explain the survival of a relic community of *Tsuga canadensis* on a North-facing bluff in North Carolina, U. S. A., as attributable to special microclimatic features.

Cantlon (1953) presents a review of literature on the effect of slope exposure upon climate, microclimate, light, soil conditions and plant and animal life. His paper gives an analysis of the vegetation and microclimate on the north- and south-facing slopes of a ridge in central New Jersey and shows the close relationship between the composition of the plant community and its seasonal aspects on the one hand and the microclimate on the other.

2.2, *A Contour map.*

Map 1 shows a contour map of an area chosen for studying the microclimatic conditions. The levels are here determined in relation to a datum point (top of a hill) given the nominal level of 100.00 m. The contours are drawn at 2 m. intervals of relative level. The area mapped is a section of a gravel hill (El Tall El Mokhatatt) meaning the (striped hill) : a hill striped by water lines. The map includes one of the many water runnels dissecting the slope of this hill. Along the bed of this runnel, and others in the adjacent neighbourhood, are points from

which soil samples were taken for soil-moisture determination. On the sloping sides of these runnels were laid several permanent quadrats for mapping the composition and phenological changes of the plant cover. Data of this part of the study will be presented in a following paper. Suffice here to state that the north facing slopes have a more permanent plant cover (including several perennials) while the south facing slopes have an ephemeral plant cover. It may be added that the ephemeral seedlings appear on the south facing slope at an earlier date than on the north-facing slope. Microclimate differences give an explanation to these differences.

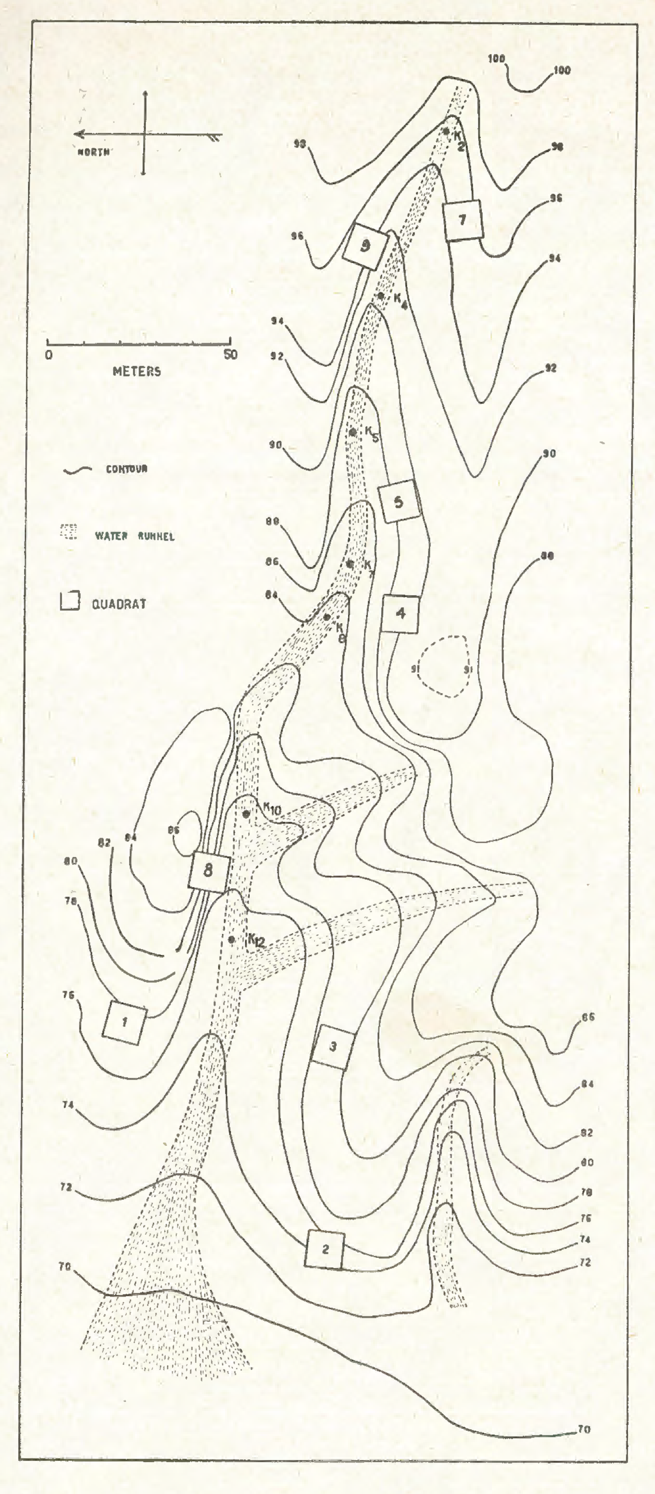
2.3, *Temperature.*

Two of the permanent quadrats namely quadrats 7 and 9 were chosen as stations for the investigation of temperature differences. Quadrat 7 is situated on a north-facing slope (N.) and quadrat 9 is on a south-facing slope (S.). The distance between the two quadrats is 24 m. at the lowest level and 41 m. at the highest level. Two points were taken within each quadrat one nearer to base of the slope (Sb and Nb) and the other nearer to its top (Sa and Na). Records were taken to show the daily and the seasonal rhythm of temperature variation.

By soil temperature we mean, here, temperature at 5 cm. below the soil surface determined with an ordinary thermometer with its bulb burried below the surface.

January Records

Fig. 4 shows the soil-temperature at the points Sa, Sb, Na and Nb, during the day-time of January the 15th and 16th. The two days were clear (cloudless). Fig. 4 shows that the temperatures of the south-facing slope are consistently higher than those of the north-facing slope. The differences between the two slopes are much greater than the differences between the points at different levels on the same slope. It is of interest to note that the daily range of temperature variation is smaller in records of the north-facing slope as compared to the opposite slope. At the point Nb, the 6 a.m. temperature (16. 1. 1957) is 7° c



Map 1. — Map of area chosen for microclimatic studies showing contours, main water runnel and its tributaries.

and the 1 p.m. temperature is 16.6° c, that is, a range of 9.6° c. At the point Sb the respective temperatures are 11.4° c and 32.2° c (2 p.m.); that is, a range of 20.8° c. Comparable differences are also observed on the January 15th records. The maximum temperatures are recorded

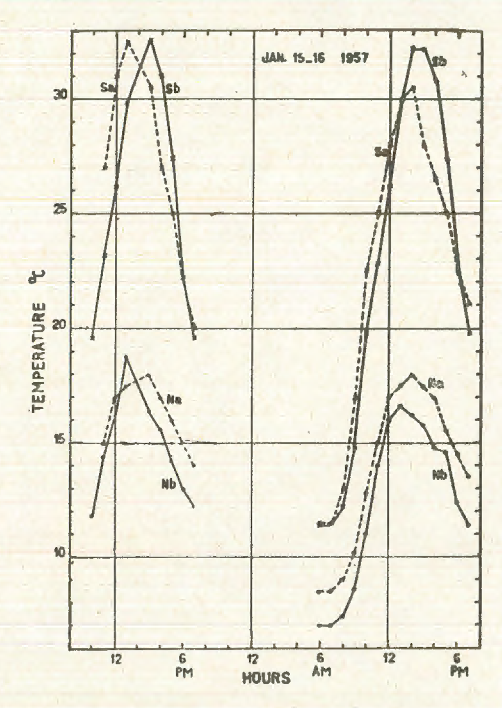


Fig. 4. Soil temperature during a 24-hour period, January 15-16, 1957, at the four points Sa, Sb, Na, and Nb.

in the early afternoon and the lowest temperatures are recorded in the early morning. The differences in the soil temperatures between the two slopes reaches 14-16° c in the afternoon, and about 4° c in the morning.

February Records

Fig. 5 shows a continuous record of the soil temperature at the four points Sa, Sb, Na and Nb during a 33-hour period (February 15-16, 1957). Differences between the two opposite slopes are clearly shown. The south-facing is consistently warmer. The temperatures drop gradually

during the night and a minimum is reached at 7 a.m. During the day the temperature increases gradually till a maximum is reached at 2 p.m. and then follows a gradual decline.

Comparing Figs. 4 and 5 we may notice the following.

1. The minimum temperatures of the February records (Fig. 5) are higher than the January records (Fig. 4).

2. The temperatures of the north-facing slope are higher in the February records (10.2° c—21.6° c) than the January records (7° c—16.2° c).

3. The temperature differences between the two slopes are relatively smaller in the February records, differences at the warmest hour is 16° c on January 16th and is 6.8° c on February 16th.

4. The range of temperature variation during the 24 hour day is smaller in the February records (Fig. 5) : range of temperature variations at the point Sb is 20.8 on January 16th and 13.8 on Fabruary 16th.

Air temperature is determined with an ordinary thermometer with its bulb shaded by a loosely-fitting, conical-shaped umbrella of thick paper lined with tinfoil. Thermometers are fixed hanging from horizontal bars on wooden stands. Distances from the ground surface are measured as to the middle of the thermometer-bulb.

Fig. 6. Shows the marsh of the air temperature at 5 cm. above the ground surface during a 33-hour period (February 15-16, 1957). It shows that throughout the period the air temperature on the south-facing slope is higher than that on the north-facing slope. This is more obvious during the day-time. At 1 p.m. (February 15th) the temperature is 24.5° c on the north-facing slope and 29.5° c on the south-facing slope. Comparable temperatures for February 16th are 26.5° c and 34.5° c. Fig. 7 shows the ground temperatures, the air temperature at 5, 50, and 100 cm. from the ground at the point Sb. Fig. 8. Shows the ground temperature, the air temperature at 5, 20, 50 and 100 cm.

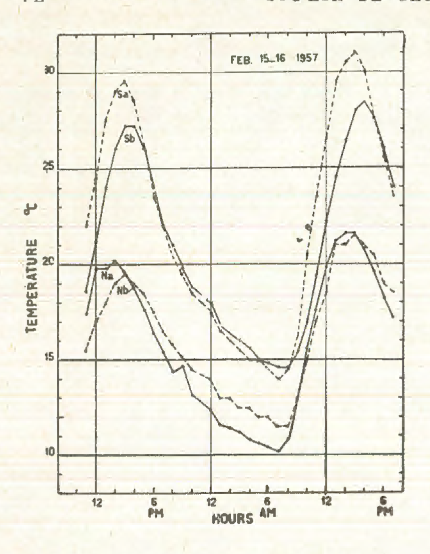


Fig. 5. Soil temperature during a 33-hour period, February 15-16, 1957 at the four points Sa, Sb, Na and Nb.

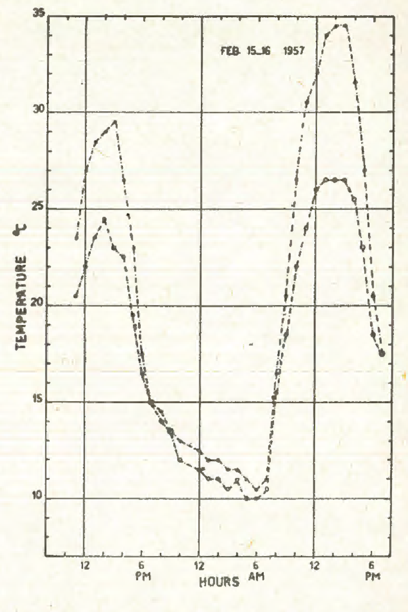


Fig. 6. Air temperature at 5 cm. above ground surface during a 33-hour period, February 15-16, 1957 at the two points Sb (●—·—●) and Nb (o—·—o)

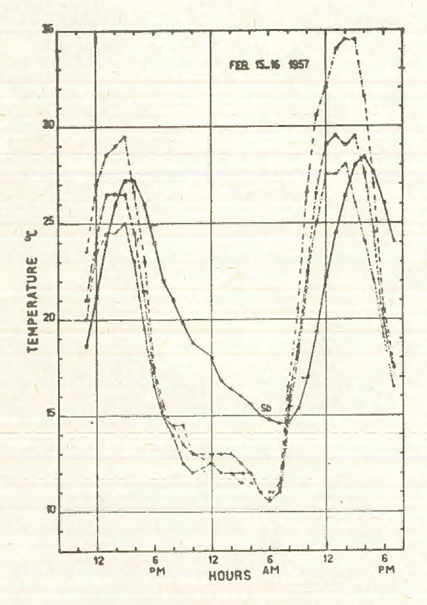


Fig. 7. Soil temperature and air temperature at 5 cm. (●—·—●), 50 cm. (●—··—●) and 100 cm. (●—···—●) above ground surface during a 33-hour period, February 15-16, 1957. Records at point Sb.

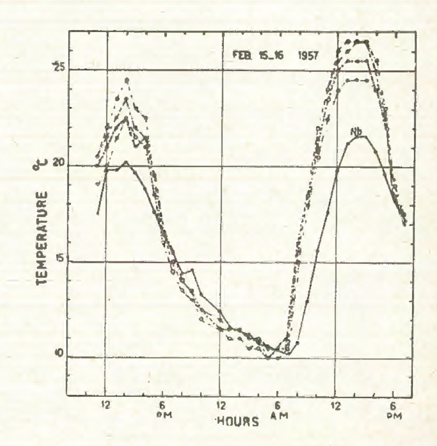


Fig. 8. Soil temperature and air temperature at 5 cm. (o—·—o), 20 cm. (o—·—o), 50 cm. (o—··—o), and 100 cm. (o—···—o) above ground surface during a 33-hour period, February 15-16, 1957. Records at point Nb.



from the ground at the point Nb. It may be seen that the soil temperature is lower than the air temperature during the day-time and higher during the night. This is especially marked in Fig. 7 of the south-facing slope. This figure also shows that the air temperature at 5 cm. from the ground surface is warmer during the day-time than the air temperature at higher levels. The two figures (Figs. 7 and 8) show that the daily range of temperature variation on the south-facing slope is greater than that on the north-facing slope.

March Records

Fig. 9 shows the soil temperature records of the 24 hours (24-25 March 1957). The March temperatures are on the whole higher than those in the previous months. This is especially noticeable in the temperatures of the north-facing slope. The Nb temperatures vary from a minimum of 16.4° c to a maximum of 25.6° c as compared with the Nb temperatures in February (10.2—21.6° c) and January 7° c—16.6° c). The March records (Fig. 9) show further reduction in the magnitude of differences between Sb and Nb : the difference is 4.4° c at 2 p.m., 24th March, 1957; as compared with 5.8° c at 2 p.m., 15th of February; and 14° c, at 2 p.m. on the 15th of January.

April Records

Fig. 10 presents the soil temperature at the four points Sa, Sb, Na and Nb during a 29—hour period : April 21-22, 1957. The 21st was a rainy (cloudy) day. The 1 p.m. temperature has dropped more than 2° c below the 12 (Noon) temperature. But the south-facing slope was still warmer than the north-facing slope. At 3 p.m. the temperature at Sb, Sa, Nb and Na were 29, 27, 26.5 and 26 respectively. At 6 a.m. on April 22nd comparable temperatures were 17, 16, 14.5 and 13.2° c.

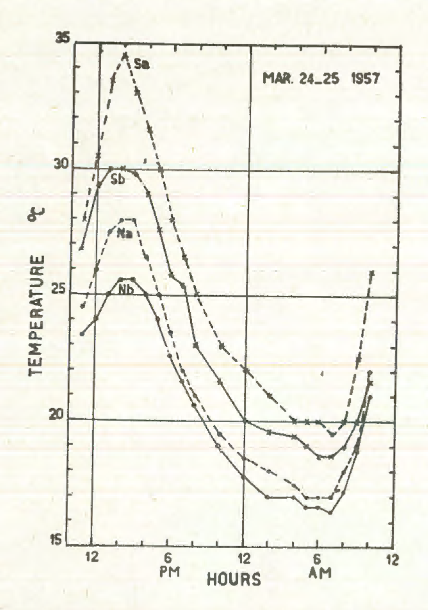


Fig. 9. Soil temperature during a 24-hour period, March 24-25, 1957 at the four points Sa, Sb, Na and Nb.

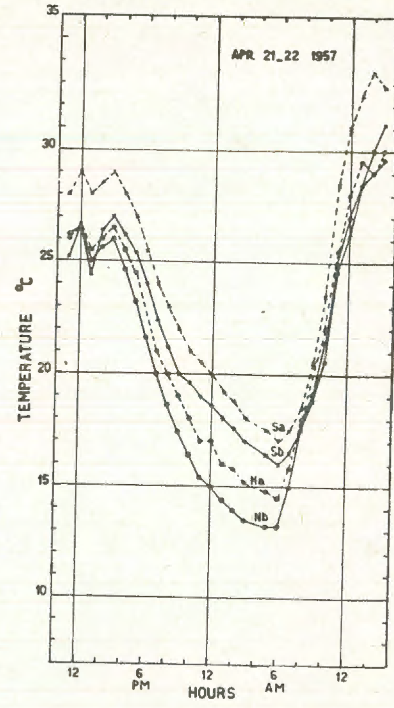


Fig. 10. Soil temperature during a 29-hour period, April 21-22, 1957 at the four points Sa, Sb, Na and Nb.

May Records

Fig. 11 represents the soil temperature at the points Sa, Sb, Na and Nb during a 24-hour period, May 16-17, 1957. Comparing this figure with Figs. 10, 9, 5 and 4, we see that the range of temperature has moved up to a maximum of 43.8° c and a minimum of 22.2° c. By comparison the comparable temperatures for January were 32.5°c and 7° c. The soil temperature on the south-facing slope is, as ever, higher than that of the north-facing slope. Figs. 12, 13 and 14, show features of air and soil temperatures comparable to those of Figs. 6, 7, and 8. The air temperature at 5 cm. from the ground surface is higher on the south-facing slope than in the north-facing slope. The soil temperature is higher than the air temperature.

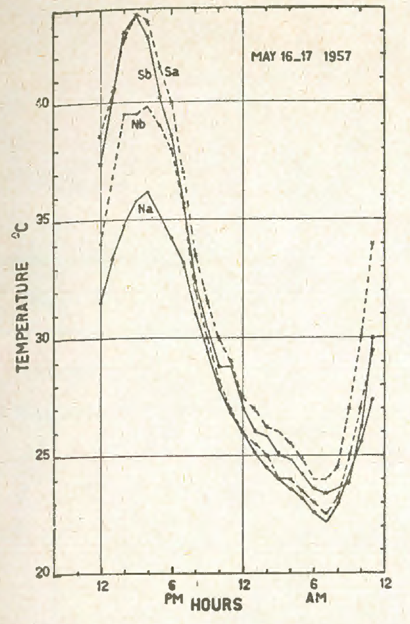


Fig. 11. Soil temperature during a 24-hour period, May 16-17, 1957 at the four points S a, S b, N a and N b.

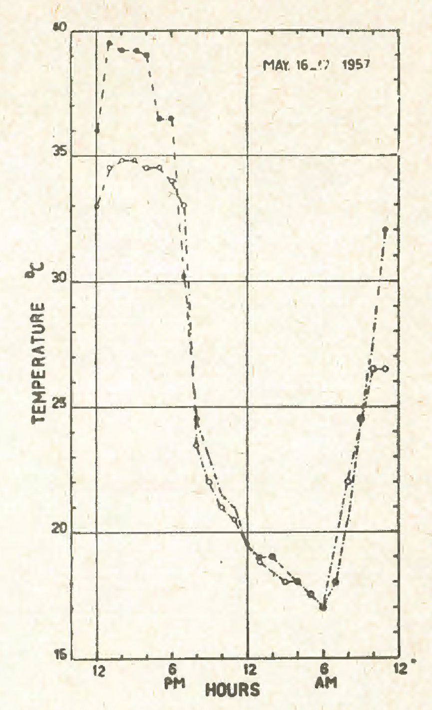


Fig. 12. Air temperature at 5 cm. above ground surface during a 24-hour period May 16-17, 1957 at the two points S b (•—·—•) and N b (○—·—○).

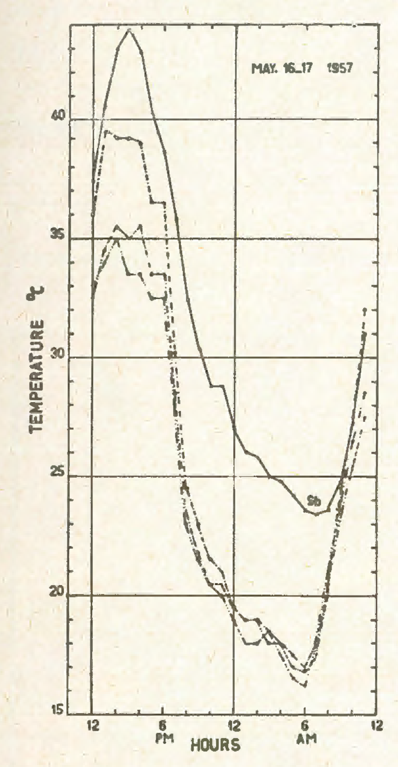


Fig. 13. Soil temperature and air temperature at 5 cm. (• —·— •), 50 cm. (• —··— •) and 100 cm. (• —··· •) above ground surface during a 24-hour period, May 16-17, 1957. Records at point S b.

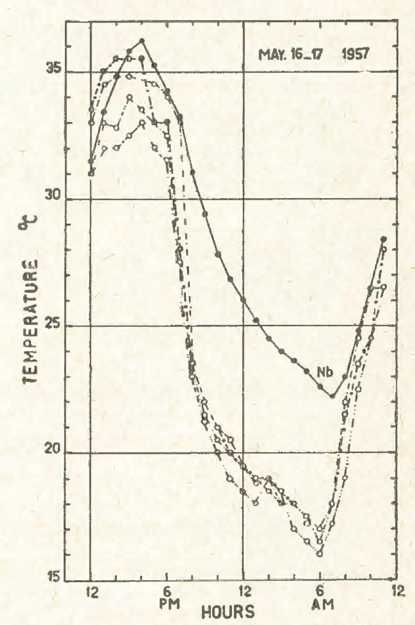


Fig. 14. Soil temperature and air temperature at 5 cm. (○—·—○), 20 cm. (○—·—○), 50 cm. (○—··—○) and 100 cm. (○—···—○) above ground surface during a 24-hour period, May 16-17, 1957. Recods at point N b.

July Records

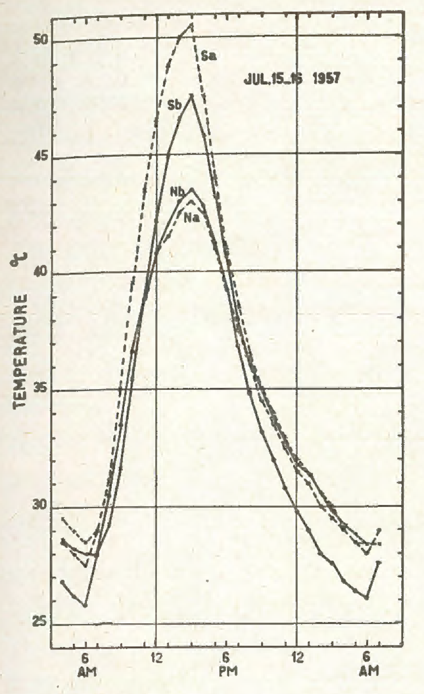
Fig. 15 represents the soil temperature during a 28-hour period, July 17-18, 1957 at the same points of the previous records. The maximum temperature in the whole set of records is 50.5° c and the minimum is 25.7° c. These higher temperatures are characteristics of the hot summer. It is worth noting here that the maximum temperatures are reached at 3 p.m., at this hour the point Na was 7.5° c below the point Sa. During the night the differences were smaller.

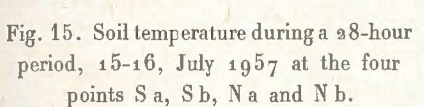
Summary

Fig. 16 and table 8 presents a summary of the data presented in Figs. 4, 5, 9, 10, 11 and 15. Fig. 16 shows the changes in the minimum and maximum soil temperature during the period January-July 1957 inclusive. The records of April are not considered in the graph because they are low due to the day of recording being rainy and cloudy which is exceptional.

Table 8. Minimum and maximum soil temperature during the period January-July 1957 inclusive.

Point	January		February		March		April		May		July	
	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.
Sa	28	11.5	31	14	34,5	19.5	29	17	43.8	24	50.5	28.5
Sb	32.2	11.4	28.4	14.6	30	18.6	27	16	43.8	23.4	47.5	28
Na	18	8.5	21.5	11.5	28	17	26.4	14.5	39.5	22.5	43	27.5
Nb	16.6	7	21.6	10.2	25.6	16.4	26	13.2	35.8	22.4	43.5	25.8




Fig. 15. Soil temperature during a 28-hour period, 15-16, July 1957 at the four points S a, S b, N a and N b.

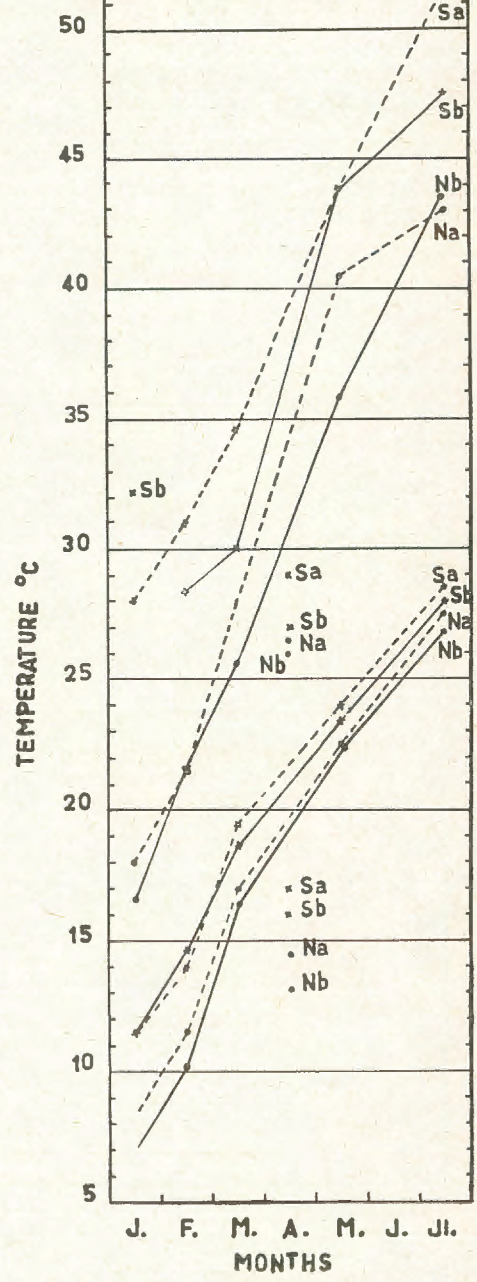


Fig. 16. Changes in the minimum and maximum soil temperatures during the period January-July, 1957 inclusive.

It is obvious that, on both the maximum and minimum temperature levels, there is a gradual increase in temperature from the cool winter to the hot summer; and that the south-facing slope is consistently warmer than the north-facing slope. The differences between the maximum temperatures are usually greater than the differences between the minimum temperatures. Again the differences between the temperature of the two slopes are greater in the winter records (January-February) than in the summer records (June-July). We may notice that the maximum temperature records e.g. at Sa, ranges from 30.5° c in January to 50.5° c in July; and the minimum temperature records range from 11.5° c in January to 28.4° c in July; that is, the range in the maximum temperature is 20° c and in the minimum temperature it is 17° c.

2.4 *Soil moisture.*

Differences between the water resources of points at different ground levels were estimated as follows. Five points within the bed of the water runnel shown on the map of Map 1, were marked with labels : K_4, K_5, K_7, K_{10} and K_{12}. Samples of the surface soil (0-5 cm.) were collected on four different dates for the estimation of the soil water content calculated as percentage of oven dry soil. Table 9 contains the data of these estimations. The five points represent levels ranging from the relative level 90.32 m. to 75.33 m.

TABLE 9. Soil moisture (gm/100 gm. of dry soil) at the surface (0-5 cm) on four different dates. R. L. = relative level in m.

Point	R. L.	27-11-1956	13-12-1956	21-1-1957	17-2-1957
K_4	90.32	0.16	1.50	2.29	1.57
K_5	87.26	0.15	1.58	2.66	2.97
K_7	84.64	0.17	1.64	3.37	2.72
K_{10}	77.6	0.22	1.88	3.34	2.85
K_{12}	75.33	0.23	2.08	3.29	5.78

The first set of data (27.11.1956) represents the moisture condition before the outset of rainy season. The water content at all levels is low.

The second date (13.12.1956) represents the early part of the rainy season. The water content of the soil surface has increased noticeably, nearly ten times. It may be noticed that the water-content of the point K_4 is 1.50 % and at the point K_{12} 2.08 %. Intermediate points represent gradual increase in the water content. The third date (21.1.1957) represents the middle of the rainy season. It shows higher water contents than the earlier dates. Samples were collected almost immediately after the cessation of rain, this may explain the irregular pattern of the water estimates of the date; the water has not yet settled. The fourth date (17.2.1957) represents the later part of the rainy season. The figures for this date show noticeable difference between the point K_4 (1.57 %) and point K_{12} (5.78 %) which is 15 m. lower in level. With the exception of the water estimate at point K_5, there is gradual increase in water content from K_4 to K_{12}. These differences in the water content at the surface are taken to symbolise differences in the water resources at the different points. The points at lower levels receive more water (run-off water) than points at higher levels.

TABLE 10. Soil moisture at different depths. (cm.) as recorded at the points K_2 and K_8 on seven different dates.

Date	27-11-56	13-12-56	21-12-56	22-12-56	30-1-57	17-2-57	14-3-57
K_2							
0-10 (cm)	0.45	2.32	3.86	4.27	2.53	2.86	1.98
10-20	1.66	2.06	4.97	3.36	2.65	2.76	3.91
20-30	—	1.30	3.22	3.75	2.67	5.94	7.29
30-40	—	—	1.60	1.89	2.37	9.60	9.35
K_8							
0-10 (cm)	0.22	2.5	2.41	2.69	2.54	2.03	2.85
10-20	0.22	1.78	3.52	3.52	1.54	2.19	2.95
20-30	0.35	0.36	0.42	0.42	1.30	2.93	7.95

Table 10 presents soil moisture estimates at the two points K_2, and K_8, and shows its variation within the profile. On 27.11.1957, that is, before the outset of the rainy season, the ground surface is

drier than the subsoil. During the early part of the rainy season, December-January, the surface is more moist than the layers below. But later in the season, February-March, the water settles below and the subsoil is wetter than the surface.

SUMMARY

Analyses of the climate of the Cairo desert showed that its rainfall is characterised by its scantiness and its great variability, and that except for the winter months the main part of the year is rainless. The application of several formulae and systems suggested for the classification of the climate shows the intensive aridity of the climate of the Cairo desert.

Studies on the microclimatic features show that the adjacent points may differ in their temperature and moisture conditions in relation to relief. The south-facing slopes are consistently warmer than the north-facing slopes. The lower levels receive more water than the higher levels. Microclimatic differences correspond to microhabitat and vegetational differences.

BIBLIOGRAPHY

ANDREWS, J. and W. H. MAZE (1933), Some climatological aspects of aridity and their application to Australia. *Proc. Linn. Soc. N. S. W.,* vol. 58, p. 105.

BRAUN BLANQUET, J. (1932), *Plant Sociology,* Mc Graw-Hill.

BUXTON, P. A. (1924), The temperature of the surface of deserts, *Jour. Ecol.,* vol. 12, p. 127.

CANTLON, J. E. (1953), Vegetation and microclimates on north and south slopes of Cushetunk Mountain, New Jersey. *Ecol. Mon.,* vol. 23, p. 241.

COTTON, C. A. (1947), *Climatic Accidents in Landscape Making,* Whitcombe and Tombs, London.

ENBERGER, L. (1951), Rapport sur les régions arides et semi-arides de l'Afrique du Nord. *Les Bases écologiques de la Régénération de la Végétation de Zones Arides,* U. I. S. B., Série B, No. 9, p. 50.

—— (1952) Report on the arid and semi-arid regions of north western Africa. *UNESCO/NS/AZ/89,* Paris.

HEFNY, M. B. (1953), Two climatic maps of the Nile basin and vicinity. *Bull. Soc. Geog. d'Egypte,* vol. 26, p. 183.

GEIGER, R. (1950), *The Climate Near the Ground.* Harv. Univ. Press, Mass.

IRELAND, A. W. (1948), The climate of the Sudan. *Agriculture in the Sudan,* Oxf. Univ. Press, p. 62.

KACHKAROV, D. N. and KOROVINE, E. P. (1942), *La vie dans les Déserts* (trans. Th. Monod) Payot, Paris.

KASSAS, M. (1955), Rainfall and vegetation in arid north-east Africa. *Plant Ecology : Proc. Montpellier Symp.* UNESCO, Paris, p. 49.

MEIGS, P. (1953), World distribution of arid and semi-arid homoclimates, *Arid Zone Hydrology,* UNESCO, Paris.

MIGAHID, A. M. and ABDEL-RAHMAN, A. A. (1953), Desert Climate and its relation to vegetation. *Bull. Inst. Desert d'Egypte,* vol. 3, p. 5.

MILLER, A. A. (1953), *Climatology,* 8th Ed. London.

MONOD, Th. (1953), Exposé liminaire pour la section biologique, *Desert Research,* Jerusalem, p. 43.

MOREAU, R. E. (1938), Climatic classification from the stand-point of east African biology. *Journ. Ecol.,* vol. 24, p. 467.

OOSTING, H. J. and HESS, D. W. (1956), Microclimate and a relic stand of *Tsuga canadensis* in the lower Piedmont of North Carolina. *Ecology*, vol. 37, p. 28.

SCAËTTA, H. (1934), Le climat écologique de la Dorsale Congo-Nil, *Mém. Inst. Roy. Col. Belge*, vol. 4, p. 3.

SHANKS, R. E. and NORRIS, F. H. (1950), Microclimatic variation in a small valley in Eastern Tennessee. *Ecology*, vol. 31, p. 532.

SHANKS, R. E. (1956), Altidudinal and microclimatic relationships of soil temperature under natural vegetation. *Ecology*, vol. 37, p. 1.

STRAHLER, A. N. (1951), *Physical Geography*, Wiley J. and Sons Inc. New-York.

SUTTON, L. J. (1949), Rainfall in Egypt, *Paper No. 43, Phys. Dept.*, Gov. Press, Cairo.

THORNTHWAITE, C. W. (1948), An approach toward a rational classification of climate, *Geog. Rev.*, vol. 38, p. 55.

WALTER, H. (1955), Die Klimagramme als Mittel zur Beurteilung der Klimaverhältnisse für Okologische, Vegetationskundliche und landwirtschaftliche Zwecke. *Beriche der Deutschen Botanischen Gesellschaft*, vol. 68, p. 331.

WILLIAMS, C. B. (1954), Some bioclimatic observations in the Egyptian desert. *Biology of Deserts*, Inst. Biol., London, p. 18.

WILLIAMSON, A. V. and CLARKE, K. G. T. (1931), The Variability of the annual rainfall in India. *Quart. J. R. Met. Soc.*, vol. 57, p. 43.

REMARKS ON THE PHYSIOGRAPHY OF EL AMIRIA-MARYUT AREA (WESTERN DESERT MEDITERRANEAN LITTORAL, EGYPT)

BY

A. SHATA

ABSTRACT

El Amiria-Maryut area, occupying the eastern portion of Egypt's Western Desert Mediterranean Littoral, is characterised by a low relief and mild topography. In the northern portion, the landscape is essentially a series of elongate ridges alternating with fairly narrow to wide depressions which are oriented in a N.E.-S.W. direction i.e. parallel to the Mediterranean coast. The southern portion of the area is a slightly elevated plateau (Maryut Tableland) which in part bounds a wide valley (Abou Mina Basin) descending in a northeast direction.

INTRODUCTION

During the last few years, the Desert Institute has been carrying a program of intensive surveying over some sectors of the Mediterranean Littoral west of the Nile Delta in connection with agricultural development, range management, and water conservation. One of these sectors embraces El-Amiria-Maryut area where agricultural expansion can be assured (Milad, 1954). This area, approximately 1000 sq. km. (250.000 acres ±), lies North of lat. 30° 40′ N. and extends from the Cairo-Alexandria Desert Road westward to long. 29° 10′ E.

The project covering El Amiria-Maryut area, usually referred to as the « Maryut Project», depends on diverting the water of El Omum Drain to El Amiria, where it could again be pumped in order to supply the eastern portion of this wide area (Abu Mina Basin) which has elevations

ranging from ten to fifty metres above the present sea level. Reference to a similar project was given by Shafei (1952) when discussing the past history and future development of Lake Mareotis. Prior to this, Hume and Hughes (1921) also referred to a plan depending on « Lift irrigation» for the «Abu Mina depression».

The initial field work within this project was made early in 1955 when the Institute sent a party to the area with the object of making a preliminary investigation of both the soil formations and the water resources. The present writer who was a member of the party was formerly acquainted with the area and had the chance to make additional traverses over it. He was always much impressed by the intimate relationship between the rock exposures, the land forms represented and the occurring soil types. The revisiting much of the area was done at intervals in 1955 and 1956. Late in July 1957, Mssrs. El Shazly, M. M. and El Ramly I. M. (Geology Section, Desert Institute) accompanied the writer in a ten days reconnaissance tour over El Amiria-Maryut area.

The main objectives of this reconnaissance touring was to make a study of the different types of land forms which dominate the surface of El Amiria-Maryut area and to examine closely the rock exposures with the idea of associating them and the occurring soil deposits. From the information obtained it appears that the micro relief and the rock units have a strong influence on the soil accumulations.

The field work involved making severel traverses over the area where an attempt was made to construct a set of geological and geomorphological maps. For the above mentioned work the 1 : 100.000 contour maps of the Survey Department, namely Alexandria Sheet N° 92/48, El Ghayata Sheet N° 88/48 and El Hammam Sheet N° 88/42 were taken as base maps. The plane table and alidade were sometimes used during the field operations.

Rock samples were collected from various places over the area and will be the subject of a rather long term study programme in the laboratory where the fauna and the microfacies are going to be examined. When the above mentioned work get completed a paper will be submitted.

The present paper will be devoted only to the discussion of the geomorphological aspects of El Amiria-Maryut area.

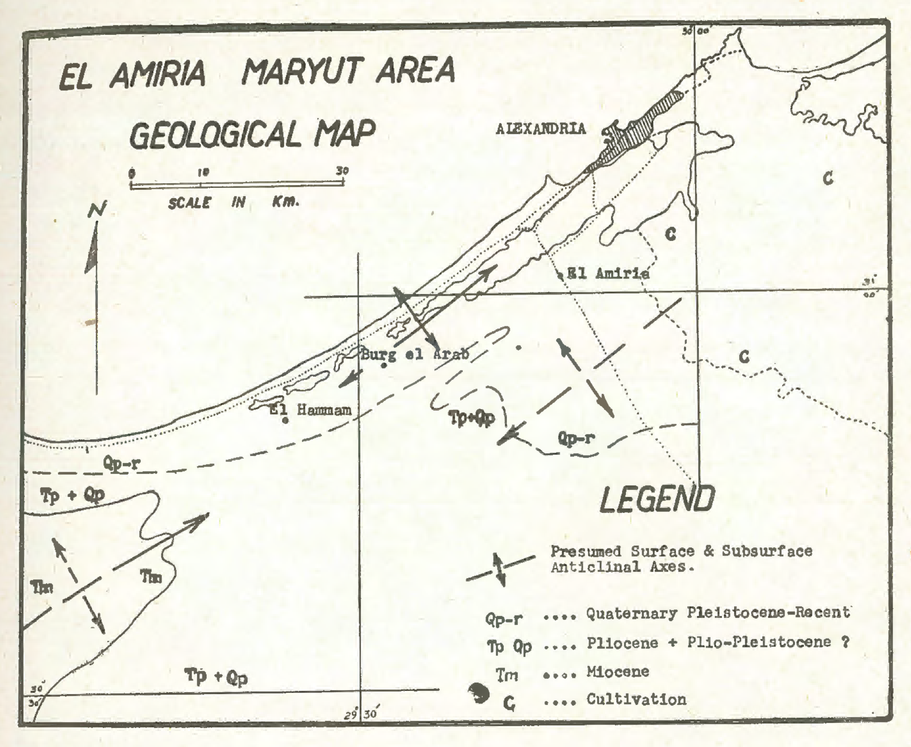


Fig. 1.

Fig. N° 1 is a geological sketch map of El Amiria-Maryut area reproduced from a regional map partly prepared by the writer during his work with the Standard Oil Company of Egypt (1944-1950).

On this map the presumed surface and subsurface anticlinal axes are shown.

Fig. N° 2 is a topographical contour map (contour interval 10 m.) traced from a map originally published by the British War Office in 1943. On this map the generalized drainage system and the locations of the topographical sections (1-12 inclusive) are indicated.

Plate I (A) illustrates a series of topographical sections (1-12 inclusive) which are drawn over the area. Sections 1-11 inclusive, run in a N.W.-S.E., direction with a spacing between them of 5 km. Section N° 12, runs in a N.E.-S.W. direction.

Plate I (B) illustrates the main physiographic features represented in El Amiria-Maryut area. Nine different features are known in that area.

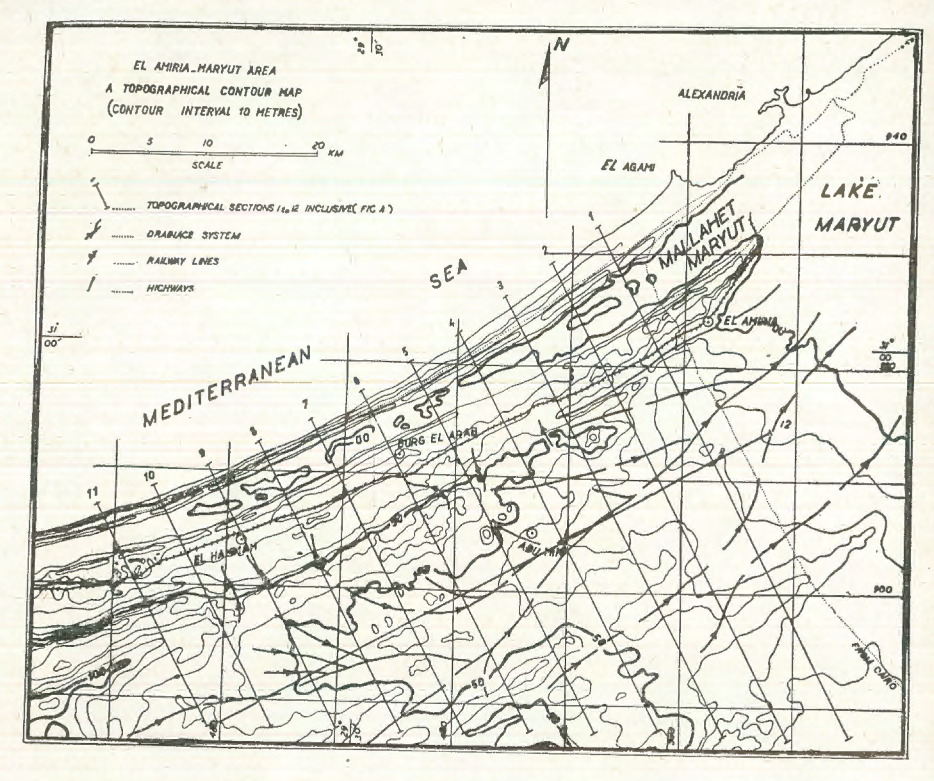


Fig. 2.

REGIONAL CHARACTERISTICS

El Amiria-Maryut area, constituting the eastern extremity of the Western Desert « Mediterranean Littoral Region », is principally placed in the « Semi-arid Zone ». It has a low relief, rarely exceeding 100 m. above the present sea level, with a regional slope in the north and northeast directions (Fig. 2). Several places in this area are below the present sea level, but these are only found in the northern portion principally in the « Mallahet Maryut Depression » which is a southwestward extention of Lake Maryut.

On the east, El Amiria-Maryut area is bounded by the Nile Delta and Lake Maryut, on the north by the Mediterranean sea, and on the south and west it merges gradually into the main « Lybian Plateau » which

extends from Wadi El Natrun westward for several hundred miles. The main Cairo-Alexandria Desert Road traverses the eastern portion of this area in a northwest-southeast direction.

In the Amiria-Maryut area the surface is distinguished into two main topographic features :

1) The relatively elevated plateau « Maryut Tableland » with a « V » shaped valley « Abu Mina Basin » descending in a N.E.-S.W. direction, and

2) The « Mediterranean Foreshore Plain » crossed by a set of alternating parallel ridges and depressions, oriented in a N.E.-S.W. direction.

The drainage system in El Amiria-Maryut area is not distinct and very little is shown on the already published maps. However, the shape of the contour lines and the localised occurrences of thickly vegetated areas may be taken as a rough criteria for defining the direction of the surface water run off. The interpolated drainage lines can be classified into the following two systems :

1) The « Lake Maryut System » draining the eastern and southeastern portions of the area and running in a northeastward direction.

2) The « Mediterranean Foreshore System » draining the northern portion of the « Maryut Tableland » and running in a northwest direction. The water of this system is mainly received in a localised depression bounding the area immediately south of Burg El Arab and extends eastwards to Bahig and westwards to El Hammam.

Apart from these, several « Consequent streams » cut across the elongate ridges known in the « Foreshore Plain » and their water is directed into the bounding depressions.

LOCAL PHYSIOGRAPHIC FEATURES

In the following analysis, five physiographic features will be described. From north to south these are tabulated as follows (Pl. I-A, I-B) :

1) The foreshore elongate ridges.

2) The foreshore elongate depressions.

3) The frontal plain.
4) The Maryut Tableland.
5) The Abu Mina (Aboumna) Basin.

1. The Foreshore Elongate Ridges.

Under this subheading, three conspicuous narrow and elongate ridges will be described. These ridges are all oriented in a N.E.-S.W. direction and are parallel to the Mediterranean coast. From north to south these ridges are :

1) The Coastal ridge.
2) El Max-Abu Sir ridge.
3) Gebel Maryut ridge.

These three ridges agree in a number of characteristics which can be summarised as follows :

a) They are almost parallel and continuous, narrow and elongated, and have approximately uniform individual elevations; for the first ridge, the elevation is 15 m. ± above sea level, for the second it is 30 m. ± and for the third it is 35 m. ±

b) They show good examples of false bedding; true bedding is absolutely missing.

c) They have a curved cross section (particularly noticeable in the inland ridges).

d) They show a gentle slope seawards and a steeper slope towards the land (remarkable in the coastal ridge).

e) They are composed of a white calcareous rock material varying from soft uncemented sand to medium hard limestone.

f) They have a recrystallized top limestone layer (much developped in the inland ridges); its colour varies from light grey and light brown to dark brown.

g) They contain Pleistocene foraminifera in them.

The answer as to how and when these ridges are formed is not solved yet. Fourtau (1893), Blanckenhorn (1901-1921), Zeuner (1952) and George (1955) ascribed a marine origin to them. According to the

most recent work of George, these three ridges belong to a group of « sand bars » the age of which ranges from Sicilian to Pre-Roman.

On the other hand, Hume and Hughes (1921), Hume and Little (1928), Ball (1939), Sandford and Arkell (1939), Picard (1943), Schwegler (1948), Hilmy (1951), Paver (1954), and Shata (1955), described them as non marine. They are mainly considered as the products of the consolidation of ancient littoral dunes formed « along a receeding shoreline ».

Without going into details, it seems that the balance of evidence, as will be shown later, is in favour of the non marine origin of the ridges.

Whether the component « carbonate grains » forming the ridges are true « oolites » or « pseudo-oolites » is another problem. Hilmy (1951) is inclined to believe that these grains are not true oolites and represent « windborn clastic carbonate sands » which are not « anthigenic but are derived from a pre-existing limestone formation. Most authors, on the other hand, described these rounded carbonate grains as true oolites, George (1955) counted up to 42 concentric layers of carbonate in some of them. The conception of Hilmy seems to be far from justification, on the other hand it is almost accepted that the grains themselves have been formed in shallow warm water near the shoreline. They apparently were washed into the shore and then transported by wind into the « foreshore plain » to form the original dune ridges.

The Coastal ridge :—

This ridge runs parallel to the coast and extends from the reaches of El Agami Cape westward to El Imayid and continues beyond the limit of the area to El Alamein (Sandford and Arkell, 1939) and even to 15 km. before El Sallum (George, 1955). Maximum elevation on this ridge is about 20 m. above the present sea level, but the average is little over 10 m. On basis of its elevation, George (1955) correlated this ridge with the Late Monasterian. The 20 metre contour lines form local elongate and rounded islands on this ridge while the 15 metre contour lines are quite prominent and in some places are shown to extend for several kilometres. The average width of this ridge is about

400 m. but in the area north of Bahig this increases to about 900 m.

The coastal ridge is almost continuous and unbroken and is composed of snow white oolitic sand grains, almost uncemented. On top, a comparatively hard light brown layer of the same material is present.

Samples collected by George (1955) from this ridge « show a poor content of micro-fauna and contain only few species that resemble the modern fauna of the Mediterranean ».

This ridge shows gentle and elongate slopes seaward and rather steep slopes towards the land with a regional accumulation of wind born sand on the seaward slopes where good examples of ripple marks are represented. Acute angles of bedding and cross bedding are described also by Sandford and Arkell, 1939 in some parts of this ridge.

Wind action in recent time, locally causes the disintegration of the slightly cemented oolitic layer with the resultant formation of loose oolitic sand which sometimes can be seen lying unconformably on the consolidated layer (George 1955).

About thirty shallow water wells (depth ranging from 2 to 4 m.) are placed on this ridge producing limited quantities of water having salinities of the order of 1000 p. p. m.

In the area north and to the east of Burg El Arab, the component oolitic carbonate grains form when eroded a good soil cover suitable for the cultivation of fig trees.

El-Max-Abu Sir ridge :—

This ridge lies a short distance, varying between 300 m. and one kilometre, to the south of the coastal ridge and is separated from it by a narrow and elongate depression. Maximum elevation on this ridge is 52 metre namely at Kom El Nugus but this is only restricted to that particular locality. Lower than this, the 40 and 35 metre contour lines form local and regional elongate island on this ridge. The 30 metre contours are conspicuous and it may be justifiable that they represent the mean elevation. George, 1955 has taken the elevation of this ridge as 25 m. above the present sea level and on basis of this he considered that it dated back to the Main Monasterian.

Within the limits of El Amiria-Maryut area this ridge runs in conspicuous parallelism to the coastal ridge and extends in a northeast direction beyond the limit of El Agami Cape untill Abu Qir is reached. Alexandria town is partly built on El Max-Abu Sir ridge.

The width of this ridge varies from 200 m. to 400 m. and in some places the « coastal ridge runs in close proximity to it. The Alexandria-Matruh Road passes in some places on its northern flanks.

El Max-Abu Sir ridge, as remarked by Mahmoud Bey El Falaki (1872) has been highly populated in early times judging from the extensive ruins found along its course. Among these the Roman Lighthouse and the Ptolemaic Abu Sir Temple are characteristic land marks lying on top of this ridge.

As shown in Plate I (A), this ridge rises sharply from the depressions on both sides. It has a curved cross section and there is a weak evidence (section N° 9) that the surface is steeper on the landward side (Sandford and Arkell, 1939). This might have been the actual situation on this ridge, but it has to be mentioned that the original form of the ridge is strongly obliterated by the action of the water and also of the wind. The problem of the curvature of the surface of this ridge and also of the inland ridge, has been discussed by Sandford and Arkell, 1939 and by George, 1955. According to the former workers « it may be suggested that cementation of the limestone » forming these ridges « by rain water passing through it might retain the lower layers of sand, while the dry upper layers could still be shifted by wind. Sometimes the curvature is severe and there is no proof that the upper limit of saturation of a mass of sand could be so arched ». George on the other hand mentions that the curvature of the surface of this ridge is no real problem provided that they are considered as marine sand bars and not consolidated littoral dunes

El Max-Abu Sir ridge is composed of a snow white and chalky oolitic limestone material having medium hardness, but on top there is a thin mantle of hard crystalline limestone usually pale brown in colour. The formation of this top layer is due to the effect of rain water and humidity. Its thickness varies from few millimeters to more than 10 cm.

In the quarries situated on this ridge it is noted (Sandford and Arkell, 1939) that the bedding and false bedding are on the whole seaward

on the northern side and landward on the southern side; the landward dip being the steeper.

On both sides of this ridge, thick loamy soil accumulations are present which are principally washed down from the original rock material forming it, while the summits are barren. Between the barren summits and the lower reaches covered with the thick soil, an intermediate zone composed of stony and or pebbly loam, is distinguished. During the rainy seasons, millions of tons of the good soil accumulations are transported into the bounding depressions, which are mainly unfavorable sites for cultivation. The problem of soil conservation along this ridge and also along the other inland ridges should receive much attention from the specialists of the Desert Institute.

Water conservation is another problem which also should receive much attention from this Institute and the other concerned organizations. A number of shallow water wells are placed on both sides of this ridge and produce limited quantities of water having relatively higher salinities compared to water obtained from the coastal ridge. On the other hand, the great quantities of rain water which fall annually on this ridge are directed naturally into the low areas. But the local nomads give us some lessons on how to control the run off of this water. The device used by them could simply be described in the following lines :

1) On the upper reaches of one of the water streams, which dissect the ridge, a « V » shapped low lying wall is built.

2) The water from the end of the « V » is directed into a cistern « subsurface reservoir ».

3) This water is then bailed from the cistern and is there used both for drinking purposes and for limited cultivation.

This system of water conservation appears sound and may be recommended for application on a large scale.

Gebel Maryut ridge :—

Gebel Maryut ridge is another conspicuous topographic feature, traversing the « foreshore plain ». It lies to the south of the present Mediterranean coast by a distance varying between nine and four kilometres, and is separated from the second ridge (El Max-Abu Sir ridge) by a wide and elongate depression partly occupied by « Mallahet Maryut » with brackish water seeping into it from different sources.

This ridge has a mean elevation of 35 m. above the present sea level, but in the northeast portion it rises to a maximum of 51 m. In this particular locality the relatively elevated parts form only isolated islands which are irregularly oriented. In my opinion this local rise may be due to the accumulation, at a later date, of oolitic material on top of the original ridge, which then became consolidated. In some places towards the southwest portion of this ridge, where the effect of erosion is noticeable, the elevation drops down to less than 30 m. According to the elevation of this ridge, George, 1955, correlated it with Deperets, elevation for the Tyrrhenian.

This ridge is rather bold compared to the second ridge and rises abruptly from the « Mallahet Maryut Depression » and descends gradually into the « Frontal Plain » with a lesser difference of relief. It has a width varying between 300 to 400 metres. In some places it is cut by « consequent streams » with the water running partly into Mallahet Maryut Depression and partly into the « Frontal Plain ». Close to the northeast terminous of this ridge, it is almost disconnected and this is apparently due to the floods of water running into « Mallahet Maryut Depression ».

The black road between El Amirya and Burg El Arab passes on the southern side of this ridge.

Similar to the second ridge, the surface of the Gebel Maryut ridge has sometimes a severe curvature, and this problem, which was discussed before, is not solved yet.

Gebel Maryut ridge is composed of oolitic limestone with a recrystallized top brown limestone layer having variable thicknesses and containing recent land shells such as *Helix nucula* and *H. vestalis* (Hume and Hughes, 1921). Compared to the ridges already referred to, the oolitic rock material constituting this ridge is fairly hard and has according to George, 1955 a rich organic content represented by Mediterranean foraminifera with certain few Atlantic and Indo-Pacific species. Much

quartz grains are also present in the parent rock material. Most of the ancient quarries placed on this ridge were examined and show a sort of homogenity in the texture of the forming rocks. About the structure, excellent examples of cross bedding with dips of the order of 30° to 35° S. 45° E., are noticeable.

The soil formations on both sides of this ridge are strongly correlated with those surrounding the second ridge. The problem of both the soil and water conservation is also comparable with that already referred to.

2. The Foreshore Elongate Deprfssions.

Matar El Dekheila-Abu Sir Depression :—

This depression is elongate and narrow, and lies between the first and the second ridges, with the surface sloping gradually in a northwest direction i.e. towards the « coastal ridge ». It has an irregular width, varying between few hundred metres and a kilometre. Mean surface elevation is only 5 m. above the present sea level but locally, it may drop down to near sea level. In places where the « coastal ridge » approaches the second or « El Max-Abu Sir ridge », this depression loses its morphological appearance and the surface elevation rises to 10 m. above sea level. The Alexandria-Matruh Road passes through this depression approaching more closely the second ridge.

This depression is filled mainly with a calcareous loamy soil formation having a thickness sometimes exceeding 5 m. Saline (clays?) and loose calcareous sands are also known. The origin of the saline (clays?), which are mainly found in the topographically lowest areas (Marshes), is according to Paver, 1956 presumably due to both marine and fresh water deposition. The following are his own words; « During the periods of prolonged rain fall in the winter months, the surface run off from the inland ridges, tends to dam up in the depression behind the coastal ridge and lakes of water up to a metre in depth are formed where deposition of the saline clays took place. The saline nature of these deposits is due to evaporation of both sea and ground water. These local depressions also receive annually infiltration of ground water from the coastal dunes ».

Where not too low and marshy, the soil deposits in this depression, which are mainly derived from the surrounding ridges, are relatively fertile. This depression became accordingly famous for its immense fig tree cultivation.

Water is obtained from this depression from a number of shallow wells 2 to 4 m. deep. This type of water has a salinity as low as 500 p. p. m. This low salinity may be due to the fact that the great quantities of fresh water which fall on the slopes descend into the depression and are held up on the saline water layer.

The problem of the origin of this depression is still open to question According to Ball, 1939, its origin is essentially related to earth movements. George on the other hand described it as a lagoon and dated it back to the post-Late Monasterian Period.

Mallahet Maryut Depression :—

This depression occupies the area lying between « El Max-Abu Sir ridge » and « Gebel Maryut ridge » and has a width varying between 2 and 5 kilometres. It is wider in the northeast portion i.e. close to its connection with Lake Maryut and gets narrow in the southwest direction. As far as the latitude of Bahig (480 km. E.), this depression is continuously below sea level with local elongate islands composed of consolidated oolitic limestone. Southwestward up to El Hammam (460 km. E.) a number of disconnected elongate patches, all below the zero level, are present and are separated by flat land masses covered with saline soils. Further southwest the land rises gradually to the average height of four metres above the present sea level.

In the « Mallahet Maryut depression », the low areas are filled with brackish water and saline calcareous mud. Locally, the floor of the depression, as described by Sandford and Arkell, 1939, is composed of an oolitic rock full of *Cardium edule, Mytilus* sp., *Conus* sp. These types, are obviously marine Mediterranean forms and their age is considered as Pleistocene to Recent. According to them this bed rises in a landward direction and is overlain by rock material (which form the ridges already referred to) having « no indubitably marine character ». The same bed

was reported, during the course of this trip, at a shallow depth in one of the water wells to the south of Burg El Arab.

The origin of this depression has been described as due to slow continental subsidence (Hume and Hughes, 1921 and Ball, 1939). George adds that it constitutes the northern arm of Lake Maryut and its age dated back to « post-Main Monasterian».

In this depression, the cultivated areas are only restricted to the elevated marginal lands where a thick calcareous loamy soil strip is developped. Further upland, and before the barren summits are reached, stony and pebbly soil formations are found which have relatively thin thicknesses.

3. The Frontal Plain.

This plain occupies the area lying between « Gebel Maryut ridge» and « Maryut Tableland» and is separated from the latter by a conspicuous low lying cliff running in a N.E.-S.W. direction. This plain runs in a N.E.-S.W. direction and may represent the remainder of the original « Mediterranean Foreshore Plain» where the parallel ridges were formed. It has a width varying between 3 and 6 kilometres. In the area lying between El Hammam and Bahig (20 kilometres of length), this plain attains maximum width and becomes the lowest topographically. In this particular area, the 10 metre contour line forms a conspicuous closure where calcareous soil accumulations, up to 5 m. thick, are present mainly overlying an « evaporite series» composed of alternating thin gypsum and marl layers. At El Gharbaniat, which lies to the east of El Hammam, there is a small quarry for the exploitation of gypsum and there is also an old gypsum factory.

On a regional basis, the « Frontal Plain» slopes in a northward direction at the rate of 5 metres per kilometre. Both to the northeast, towards King Maryut, and to the southwest, towards Tell El Rweisat, there is a gradual rise of the land surface. The Alexandria-Matruh railway line passes through this plain approaching more closely its northern portion.

During the rainy seasons, the « Frontal Plain» receives much of the surface run off of both the «Maryut Tableland» and of « Gebel Maryut ridge». The northern edge of the « Maryut Tableland» is dissected by

a number of deep water streams running in a northward direction and form one of the two main drainage systems affecting the surface of this area. The water streams belonging to this system, cause a lot of damage to El Amiria-Burg El Arab black road which also passes through this plain. Apart from this, the eastern portion of the « Frontal Plain» which is a comparatively high land mass, drains its water into Lake Maryut.

The surface of the « Frontal Plain» is mainly occupied by scattered, disconnected, and irregularly oriented low lying limestone ridges. The low land surrounding these ridges are filled with a stony and pebbly calcareous soil which appears suitable for the cultivation of barley.

Examination of the scattered outcrops forming these ridges, shows that they are almost alike as far as the lithology and texture is concerned. Without exception, the outcrops are composed of consolidated oolitic limestone with a recrystallized brown limestone layer on the top. In the caves and quarries, which were inspected, and which occur in abundance in the northeast portion of this plain, the succession from the surface downward to a depth of ± 20 m., is as follow :—

2.0 m. ± Limestone, light and dark brown, very hard crystalline, weathers grey brown harder, massive, sandy, with inclusions of light brown oolitic limestone, fossilized *Helix* sp., are present. This bed is separated from the underlying formation by a conglomerate like bed.

18.0 m. ± Oolitic limestone, medium hard to soft, well sorted, cross bedded with steep south dips. Surface showing fantastic inscriptions caused by wind action. No pebbles and no fresh marine shells were detected.

These disconnected ridges may represent localized ancient dunes formed on the « foreshore plain» at the foot of the escarpment bounding the « Maryut Tableland». George, 1955 described these ridges and the similar ones noted in the « Mallahet Maryut Depression» as « transverse bars» and attributed the change of their direction to the change in the direction of the currents. In one locality within the « Frontal Plain», namely at Saniet Briek Masoud (shallow water well) which lies

to the south of Burg El Arab, the marine « Cardium Bed » was reported only few metres from the surface (ground elevation ± 10 m. above sea level). The same bed was reported at « El Gharbaniat Gypsum Quarry » overlying the gypsum and below the upper most bedded clays. In a trial hole, only limestone and clayey limestones were revealed in the quarry floor and the shell (Cardium?) being comminuted in an essential marine stratum-not wind born (Sandford and Arkell, 1939).

The lagoonal origin of the sediments in that particular locality is obvious from the presence of evaporite deposits and of foraminifera in the marly layers that compare exactly with the present day types now living in the periferal Egyptian lagoons (Said, 1954 and George, 1955). The age of this lagoon was described by George as post-Tyrrhenian.

Owing to the « flow » character of the gypsum, fantastic microstructures could be observed in the gypsum quarry at El Gharbaniat where it is now exploited on a small scale.

4. Maryut Tableland.

Under this heading, the southern portion of El Amiria-Maryut area will be described. This portion was named by Hume and Hughes, 1921 as the « Maryut Upland Plain » and was described by George, 1955, as a series of alternating parallel ridges (marine sand bars) and depressions (lagoons) the age of which dating from the « Milazzian » to the « Sicilian A ».

The surface of the « Maryut-Tableland » area is low undulating and rises gradually in a southwest direction to an elevation slightly exceeding 100 m. above the present sea level (Figs. 2, Pl. I-A and I-B). It is bounded on the north by a conspicuous low lying cliff running in a N.E.-S.W. direction and separates it from the « Frontal Plain ». The face of this cliff is dissected by a number of well developped water stream descending in a northward direction. The landscape to the south of this cliff, as indicated in Pl. I-A, varies considerably from that to the north. This is obviously due to the following reasons :—

1) Absence of the alternating sharp ridges and depressions.

2) Absence of the marshy areas.

3) Apparent similarity of the outcropping formations.

4) Abrupt rise from the « Frontal Plain » and development of a very gentle southward slope.

5) Full development of the « Abu Mina Basin » which cuts the surface and descends in a northeast direction.

6) Smooth connection with the main and wide spread « Lybian Plateau » lying to the south and west.

The surface of the « Maryut Tableland » is a calcareous type, locally covered with scattered low lying bushes. It is made of brick red and brown sandy limestone of probable Pliocene and Plio-Pleistocene ages. The surface layer contains occasionally recent land shells of the type *Helix*. Local accumulations of oolitic limestone are known and form disconnected patches which in my opinion represent consolidated ancient calcareous dunes. Examination of rock samples collected by George, 1955 from this portion of El Amiria-Maryut area shows that it contains a flood of Indo-Pacific species of foraminifera which contrasts with the foraminifera of the coastal and inland ridges. *Operculinoides venosa* is a characteristic type indicating the connection of the Mediterranean and the Red seas.

Cultivation is rare on the surface of the « Maryut Tableland » and wherever found it is only localized to the relatively low undulations of the surface. In these places, the soil accumulations are fairly thin and are composed of a pebbly and stony calcareous loam. Barley appears to be the only crop noted growing on the « Maryut Tableland ».

Few water wells are only found within the limits of this vast area, producing limited quantities of brackish water.

5. Abu Mina Basin.

Abu Mina Basin traverse the « Maryut Tableland » in a northeast direction and occupies the eastern portion of the whole area. It is triangular in shape, covering an area of about 500 sq. km. with the apex directed to the southwest and the base is in alignment with the western edge of « Lake Maryut Depression ». The Cairo-Alexandria desert road traverses the eastern edge of the Abu Mina Basin in a northwest

direction, and the Abu Mina (Aboumna) temple is situated roughly in its center.

Morphologically this basin represents a shallow erosional depression traversing the « Maryut Tableland » and descending gradually in a north-east direction. It is bounded on the north, west and south by the 50 m. contour line which makes several irregular curvatures. The lower contour lines, as shows in Fig. 2 and Pl. I-A, form a successive series of « V » shaped loops crossing the Abu Mina Basin. The drainage system which runs mainly in a northeast direction seem to govern much of the shape of the landscape in this « Basin ».

On the other hand, the « Karms » which are artificial clay banks 2 to 3 m. in height are characteristic in this basin and also have some influence on the landscape. These were built by the Romans and were first observed by Hume and Hughes, 1921, who termed them « Karms » after the Arabic name. According to them there seems little doubt that these « Karms » are connected with the ancient irrigation scheme of that area and the raised soil walls allowing the local run off of the rain water into the center area and also to the soil bordering their outer sides. « Karms » have no regular shape; they are either circular quadrant or horse-shoe and wherever present they always « break the smooth outlines of the scenery and give the country a broken and confused appearance ». These « Karms » are still used by the nomads in connection with the cultivation of barley.

The surface of the « Abu Mina Basin » is covered essentially with a light brown calcareous loamy soil formation having locally a considerable thickness exceeding 7 m. and is densely cultivated, mainly with barley. The soil covered areas are separated by slightly elevated rocky and stony patches which are notably barren. A semi-detailed soil survey has been undertaken over the area covering this « Basin » and the eastern portion of the « Mediterranean Foreshore Plain ». A set of soil maps, on a scale of 1 : 25.000. were prepared (Abdel Samei, 1957) illustrating the distribution of the soil types which were recognized.

The following nine series were described : Rocky Series, El Agamee Series, El Kasr Series, Bahig Series, Mina Series, Karm Series, Amirya Series, Kandara Series, and Maryut Series.

In his work the author has apparently attempted a pioneering classification of the soil types in that particular area and has ignored all completely the methods acceptables to his collegues in the universities and in the Ministry of Agriculture.

Although, he has to be congratulated for the efforts he made, it has to be mentioned that when closely examining his maps, the lines of demarkation between some of the soil types, e.g. those between Mina, Karm, Amiria and Kandara Series, are apparently hypothetical and may cause a lot of confusion to the reader. A rather simplified classification is here suggested which is based on the relationship between the observed parent rock material and the land forms :—

1) Rocky Series, composed either of hard oolitic and brown limestone or of cemented and eroded oolitic white sand. This type will envolve both the « Rocky Series » and « El Agamee Series ».

2) Soils surrounding the rocky Series and envolving both the deep oolitic soils « El Kasr Series » and the pebbly and stony soils « Bahig Series ».

3) Calcareous clayey soils formed in the local troughs and in the dry water streams. Those envolve the « Karm », « Amiria », « Mina » and « Kandara » series.

4) Saline soils formed or deposited in the lagoons or in the marshes and envolving any type of the above mentioned forms.

SUMMARY AND CONCLUSION

In El Amiria-Maryut area, the following physiographic features are represented :—

1) The foreshore elongate ridges running parallel to the Mediterranean coast i.e. in a N.E.-S.W. direction. Three ridges are known and are composed of oolitic sand and oolitic limestones having a recrystallized top limestone layer of variable thickness and hardness. There is some divergence of opinion among those who visited the area about the origin and age of these ridges but it seems, so far, that the balance of evidence

is in favour of their nonmarine origin. They were originally formed « by wind action along a receeding shoreline». About the age of these ridges, Fourtau, 1893, ascribed them to a Pliocene age, Ball, 1939, assigned them to a Late Sebilian age, and Sandford and Arkell, 1939, suggested a post-Middle Palaeolithic to them. According to the most recent work of George, their age ranges from the Tyrrhenian to the Late Monasterian.

2) The foreshore elongate depressions which are either below or near sea level. Two conspicuous depressions are known and are parallel to the ridges. One of these depressions is partly occupied by Mallahet Maryut and by saline soils not suitable for cultivation; the other is filled with a good calcareous loamy soil formation and is densily cultivated with fig trees. The formation of these depressions, described by George as lagoons, is related to a slow continental subsidence (Hume and Huges, 1921 and Ball, 1939).

3) The frontal plain bounded on the south by a conspicuous low lying cliff and sloping in a N.E.-S.W. direction. The surface of this plain is occupied by oolitic limestone outcrops separated by low flat area filled with good soils suitable for the cultivation of barley. In the area between Bahig and El-Hammam, the frontal plain becomes considerably low and its surface is there covered with up to 5 m. thick soil formations overlying regionally an evaporate series composed of alternating gypsum and marl. This plain has been described as a portion of the original «Mediterranean Foreshore Plain».

4) Maryut tableland rising abruptly from the frontal plain to the elevation of 110 m. above sea level and descending gradually in a northeast direction. It constitutes a portion of the main and widespread « Lybian Plateau» and its surface is essentially occupied by a limestone formation. Owing to the nondevelopment of soil deposits on the top of the « Maryut Tableland», cultivation is rare.

5) Abou Mina (Aboumna) Basin descending in a northeast direction and representing an erosional depression caused by the action of water. The surface of the Abou Mina Basin is covered essentially with excellent soil formations and is densily cultivated with barley. The surface is also irregularly dotted with « Karms» which are described as artificial low clay banks made by the ancient people in connection with irrigation.

From the foregoing, it appears that wind, water and the slight earth movements are the main causal mechanisms which have determined the present configuration of the surface of El Amiria-Maryut area. To these, the « Karms», which are found in great numbers in the Abu Mina Basin, may be added also.

REFERENCES :

ABDEL SAMIE, G. (1957). The Maryut Agricultural Project-Nature and Classification of soils. (In preparation).

BALL, J. (1939). Contribution to the Geography of Egypt. *Surv. Dept. Publ.*, Cairo.

BLACKENHORN, M. (1901). Neus zur Geologie und Paleontologie Ägyptens, IV, Das Pliocan und Quartarzeittafter in Ägypten ausscheisslich Roten Meergebietes, Zeitschr., *Dtsch. Geol. Ges.*, Berlin.

—— (1921). Handbuch der regionalen Geologie, Ägyptens. Bd. VII, Abt. 9, Heidelberg.

FOURTAU, R. (1893). La Région de Maryut, étude géologique. *Bull. Inst. Egypte*, ser. III, No. 4.

GEORGE, F. (1955). Geology of the Pleistocene sediments of the Mediterranean coast west of Abu Qir. A thesis submitted for the degree of Ph. D., Cairo University.

HILMY, M. E. (1951). Beach sands of the Mediterranean Coast of Egypt. *Journ. Sed. Petrology*, Vol. 21.

HUME, W. F. and HUGES, F. (1921). The Soils and Water supply of the Maryut district west of Alexandria, *Surv. Dept. Publ.*, No. 37, Cairo.

HUME, W. F. and LITTLE, O. H. (1928). Raised beaches and terraces of Egypt. *Union Géogr. Intern.*, Paris.

MILAD, Y. (1954). The Maryut Agricultural Project. (In arabic).

PAVER G. L. (1954). Report on Reconnaissance Hydro-geological Investigations in the Western Desert Coastal Zone. *Publ. Desert Inst.*, No. 5, Cairo.

PICARD, L. (1943). Structure and evolution of Palestine. *Geol. Dept. Hebrew Univ.*, Jerusalem.

SAID, R. (1954). Foraminifera from the Egyptian Lakes. *Bull. Facult. Sci.*, No. 33, Cairo.

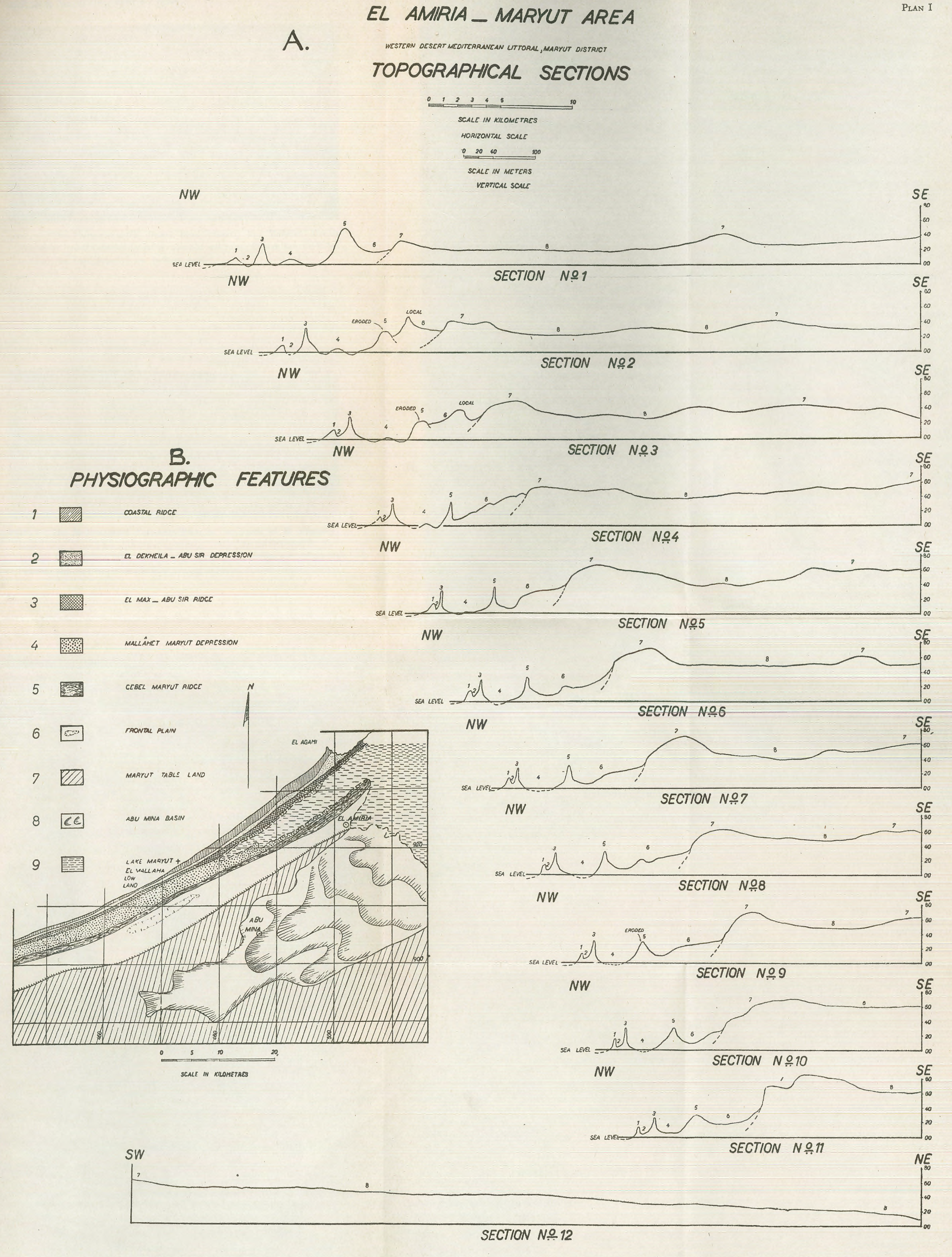
SANDFORD, K. S. and ARKELL, N. J. (1939). Paleolithic Man and the Nile in Lower Egypt, Chicago Univ. *Oriental Inst. Publ.*, Vol. XLVI.

SCHWEGLER, E. (1948). Vorgänge Subaerrischer Diagenese in Kustendunensanden des ägyptischen Mittelmeer Gebietes. Neues Jahrbuch Montashefte, Abt. B, h. 1-4.

SHAFEI, A. (1952). Lake Maerotis—Its past history and its future development. *Bull. Inst. Desert,* t. II, No. 1, Cairo.

SHATA, A. (1955). An Introductory note on the Geology of the Northern Portion of the Western Desert of Egypt. *Bull. Desert Inst.,* t. V, No. 2, Cairo.

ZEUNER, F. E. (1952). Dating the Past. *Methuen nad Co.,* London.



EL AMIRIA _ MARYUT AREA
A.
WESTERN DESERT MEDITERRANEAN LITTORAL, MARYUT DISTRICT
TOPOGRAPHICAL SECTIONS
SCALE IN KILOMETRES
HORIZONTAL SCALE
SCALE IN METERS
VERTICAL SCALE
NW
SE
SEA LEVEL
SECTION No 1
ERODED
LOCAL
SECTION No 2
SECTION No 3
SECTION No 4
SECTION No 5
SECTION No 6
SECTION No 7
SECTION No 8
SECTION No 9
SECTION No 10
SECTION No 11
SW
NE
SECTION No 12
B.
PHYSIOGRAPHIC FEATURES
1 COASTAL RIDGE
2 EL DEKHEILA _ ABU SIR DEPRESSION
3 EL MAX _ ABU SIR RIDGE
4 MALLÂHET MARYUT DEPRESSION
5 GEBEL MARYUT RIDGE
6 FRONTAL PLAIN
7 MARYUT TABLE LAND
8 ABU MINA BASIN
9 LAKE MARYUT + EL MALLAHA LOW LAND
N
EL AGAMI
EL AMIRIA
ABU MINA
SCALE IN KILOMETRES



Photo 1 : The Cairo-Alexandria Desert Road crossing the Mallahet Maryut Depression; road bounded by saline soils and salt pans; El Max-Abu Sir Ridge forming the background (view looking north).



Photo 2 : The Mediterranean Foreshore Plain to the north of El Hammam, coastal ridge (snow white with some vegetation) forming the background; El Max-Abu Sir Ridge (photo taken from its top) forming the foreground; Matar El Dekheila-Abu Sir Depression (dark) appearing in between (view looking north).



Photo 3 : Fig tree cultivation on the slopes of coastal ridge, the second ridge, and in the depression in between ; Mediterranean sea appearing in the background (view looking north).



Photo 4 : Soil erosion on the northern slopes of El Max-Abu Sir Ridge which appears on the left hand side (view looking west).

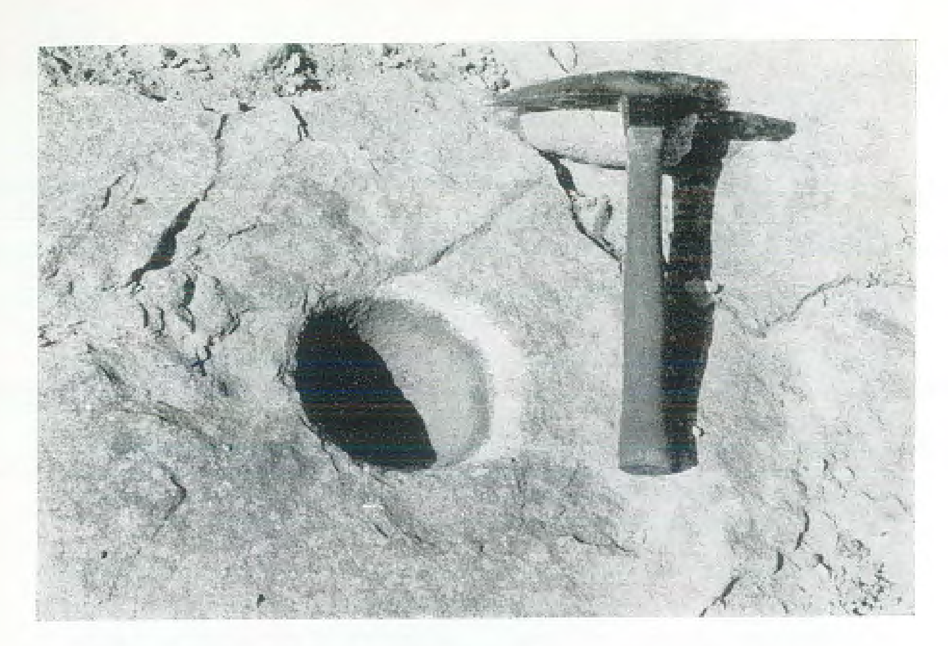


Photo 5 : Dissolution hole caused by rain water action on the surface of the oolitic limestone.



Photo 6 : A flock of sheep and goats shading in an ancient cut in one of the transverse ridges found in the frontal plain (view looking south).

PHYSIOGRAPHIC REGIONS OF IRAQ

BY

RAOUL C. MITCHELL

INTRODUCTION

Landforms develope as the result of the action and interplay of processes responsible for the formation, transportation and deposition of rock material. The physiographic features observed can only be considered as forms undergoing change : they can never be thought of as finished products. It follows therefore that a study of the physiographic features enables us to decipher recent geological events, frequently too recent to have left any significant stratigraphic record.

Walter Penck (5) rightly pointed out that the material of morphology contains problems the significance of which lie within the scope of geology, « .....and their solution seems reserved for general geology, particularly physical geology, The essential problem concerns crustal movement». The ultimate approach to landform studies involves a consideration and appraisal of the relation and interdependence of forces operative on the surface of the earth—exogenetic, and those functioning within the body of the earth—endogenetic. The former forces can only become effective morphological agents when the endogenetic forces have made available necessary surfaces for attack. These forces operate in opposition to one another. Depending upon the height to which a surface is raised or the depth to which it is lowered, with respect to base-levels of erosion-denudation, entails essentially vertical movements. Eustatic changes in sea-level are not important in this respect; it is epeirogenic and orogenic movements and the structures resulting therefrom which have paramount influence. As is usual in the laboratory of Nature, the initiating and development of phenomena are complicated matters. The variables involved change both quantitatively and qualitatively, interaction and opposition, interdependence and coincidence are equally likely probabilities, and always that most

subtle and elusive of all factors, Time, must be appreciated. Topography, relief, climate, soil, lithology, structure, the régime of the morphological agents, Time—all such factors are intimately involved to varying degrees in the physiographic evolution of a region, in the formation of the land-forms noted.

Seldom is a physiographic boundary clearly delimited on the basis of purely geological, geographical, pedological or climatological characteristics. However such characteristics set controls which limit the scope of the boundary divergence, such that, given the « grain » of these other boundaries, we are able to prognosticate the « grain » of the physiographic region.

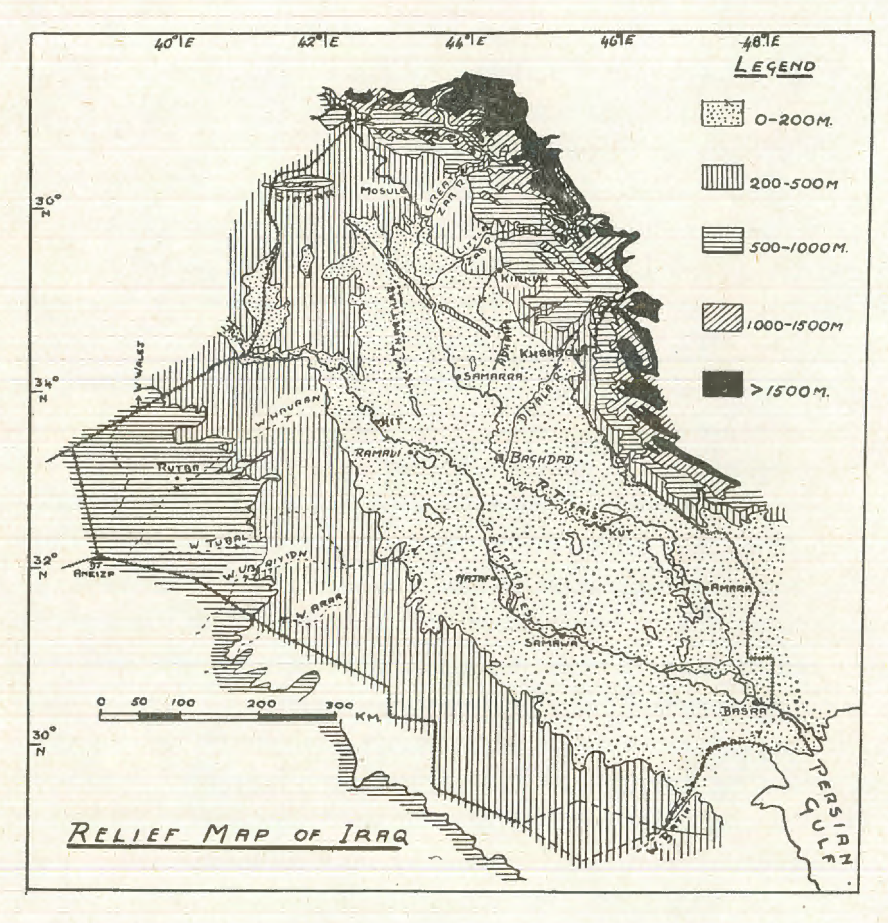


Fig. 1.

Raisz (6) first attempted to delineate the physiographic provinces of Iraq, based solely upon studies of the scant literature and various maps available. The general outlines and names of the provinces shown by Raisz have been amended by the writer as a result of his field acquaintance of the country.

The principal theme here adopted in determining the various physiographic provinces is the paramount influence of crustal movements. In a most interesting paper dealing with the Upper Orontes valley area in Syria, Voûte (9) discusses the rôle of climate versus tectonics in the morphological development of the region. Likewise in certain districts in Iraq, some geologists have questioned the relative rôles of climatic variations and tectonic influences in landform development. The writer adopts the view that within Iraq, tectonics—essentially vertical crustal movements of the basement which can and do affect the sedimentary blanket, thereby bringing into operation horizontal forces—is the chief controlling factor in the physiographic evolution of the country.

Climatic Desiderata

Whatever may be the relative influence of climate in physiographic studies, we require to know existing climatic characteristics.

To East and West of the Mesopotamian corridor, high pressure systems predominate, low pressures within the corridor. In general, pressures are higher in winter. Throughout the year, N.-W. winds—the « Shamal »—prevail over the country, but during winter months, S.-E. winds may be common at times.

Over the greater part of Iraq, mean annual temperatures are 20° c and more. Latitude and elevation cause variations in the mean annual temperatures of various localities : Mosul in the north has a mean annual temperature of 19.2° c, Baghdad, 22.6° c, Basra in the south, 24.1° c, Samarra (elevation 65 m.) has a mean annual temperature of 22.8° c, Rutba (elevation 660 m.), 18.7° c, Rayat (elevation 2610 m.), 12° c. Seasonal variations in temperature are more important than annual ones; e.g. Salman, in the Southern Desert has a mean variation of 17.3° c, Mosul, 16.8° c, Basra, 12.3° c. More impressive still are diurnal variations in temperature, especially within the true desert

areas, where during the summer values of 15° c and even more are usual occurrences. The isohyetal map shows that 80-85 % of Iraq receives annually 300 mm. of rainfall and less, and almost half of the country has less than 100 mm. of annual rainfall. Snow remains in the high mountains from September to June, and even permanent snowfields occur. Relative humidities everywhere are at a maximum in winter, and during summer months in the desert regions reach as low as 2-3 %. In its temperature and rainfall characteristics, the climate of Iraq shows affinities with the Mediterranean type. Maximum temperatures occur during the summer months, with maximum rainfalls and relative humidity during winter months. Throughout the greater part of Iraq, the months from June to September are rainless. In the desert regions, the annual rainfall may occur in four or five torrential downpours. Outside of the high mountains, the annual rainfall shows considerable variations from year to year. This variability of rainfall characteristics shows features akin to the desert type of climate.

Spring is the season of floods, when the snows of Turkey and the Zagros ranges begin to melt, pouring their waters into the rivers which come roaring down to the great Mesopotamian plain. The importance of the annual flood seasons as regards extensive aggradation in the lower plains is obvious.

Physiographic Provinces

Some appreciation of the compositeness involved in the concept of a physiographic region may be gleaned from the accompanying maps. It is unfortunate that in the presence stage of our knowledge of Iraq it is not possible to present lithological maps, soil maps, facies maps, etc. etc. which would amplify the composite characteristic. However, some eleven distinct physiographic provinces may be recognized, descriptions of which follow.

I. *Al Hamad Plain.* This unit, the greater part of which lies outside Iraq, is closely defined in the east by the 700 m. contour. Eocene limestones are prevalent throughout. From a height of 915 m. in Djebel Aneiza, where the frontiers of Iraq, Jordan and Saudi Arabia meet, the plain

slopes extremely gently to the North and North-East. The general aspect is one of extreme monotony, and, in fact, the slight depression of the Wadi Walej draining North is the only significant topographic feature apart from Djebel Aneiza. The latter doubtless owes its prominence to the more resistant cherts and siliceous limestones which comprise

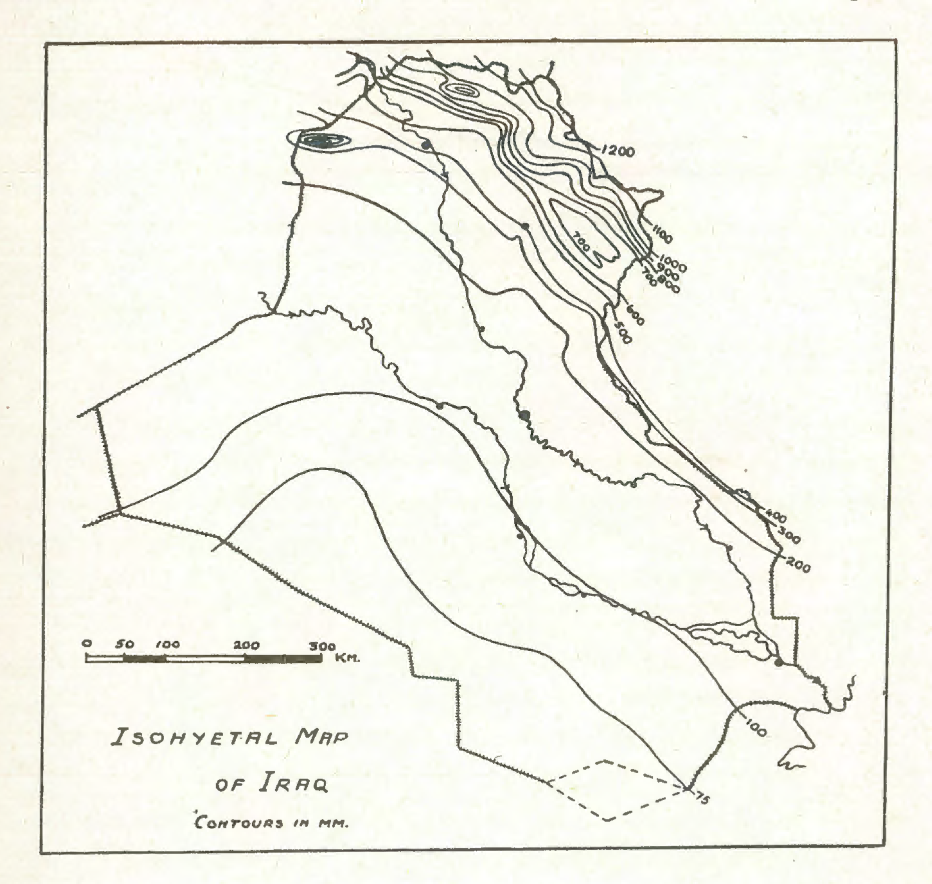


Fig. 2.

the eminence. Structurally, the province lies on the western flank of a gentle domal upward which brings the Mesozoic to the surface, the Eocene in the province in Iraq being only about 50 m. thick. Typical limestone erosional features are singularly lacking, probably due to the extreme impurity of the rocks, which show strong admixtures of siliceous, arenaceous and argillaceous material.

On the eastern borders of the region, a large circular depression gives a strong impression of being a meteor crater. The presence of fused limestone concretions lends substantiation to this belief.

II. *Wadi Province.* Here occurs the most numerous and complex wadi network within the entire Western Desert of Iraq. Many of the wadis have their sources to the South-West in Saudi Arabia, flowing in general to the North-East. The Mesozoic and Eocene rocks show considerable lithological variation—sandstones, limestones, arkoses, grits, clays, marls, gypsiferous beds, etc. etc. The drainage pattern shows dendritic characteristics, the main «stems» occurring in the eastern, lower part of the region, but this pattern is not the result of conversion of consequent into insequent wadis. Lithology rather than slope has been the main factor in the development of insequent patterns. Both longitudinally and in transverse profile, the wadis show wide variations, long, open sections often of the same wadi narrowing into gorge sections, places where the longitudinal profile suddenly changes into a convex or concave slope, etc. The consequent wadis, and also many of the insequent ones, show adjustment rather to structural-tectonic factors than lithology and topographic gradient. The north-plunging upward, which brings the Mesozoic to the surface, has developed faulting along the flanks, particularly well seen in the vicinity of Nukhaib where wadis are forced to change their direction to North-South along the foot of a prominent fault-scarp. Well-developed river terraces, e.g. along the wadis Tubal and Musad, are indicative of more than one morphological cycle. Structural terraces and benches are common, e.g. along the wadi Hamir, some of the terraces actually being fault-splinters. The extensive degree of jointing, especially in the Cretaceous limestones, irregular longitudinal profiles of the wadis, variations in transverse profiles with no intimate relation to lithology, river terraces, fault-splinters, prominent scarps, diversion of drainage, innumerable examples of slumping and pseudo-tectonic features—all such features bear witness to the relative instability of the region. Such instability is of mild type, for all evidences of extensive foldings are lacking, and crustal movements are essentially of vertical type, the surface response to more profound crustal adjustments.

Important depressions within the province are not plentiful, but the largest in all the Western Desert, the Ga'ara, some 80 km. North of Rutba, is to be found here. This depression covers some 800 km., and is floored with wind-transported sediments and gravels transported thither by several small wadis. The northern rim is straight and steep, rises in places 80 m. above the flat floor whereas the southern rim is more irregular and lower, pierced by several wadis which debouch into the depression. The strata bordering the depression show no indications of folding but only gentle dips away to the North and South. Faulting and slupping, on the other hand, are evident along the northern wall, and the whole depression is believed to be a collapse structure consequent upon faulting, and in no way due to solution collapse.

III. *Al Hajara Plain* Characteristic of the region is the gently rolling aspect, the pavement of sharp, angular rocks and the numerous depressions. The eastern limit of the province approximates closely to the 200 m. contour, whereas the western border appears to coincide with a series of N.W.-S.E. trending escarpments and monoclinal flexures. In the southern part of the province several pronounced, long fault-scarps trend N.W.-S.E. Whilst wind ablation is no doubt partly responsible for the carving of these striking features, the sum-total of factors definitely point to block-fault movement as the prime agent of development.

From south of the Wadi Hauran southwards into Saudi Arabia innumerable depressions, large and small, punctuate the landscape, giving a veritable pock-marked impression when viewed from the air. From north to south within the province there is a lithological change from a predominantly calcareous facies to admixtures of siliceous calcareous rocks, clays, marls, and increasing importance of chert. In a similar manner, the number and individual size of the depressions increase southwards. Hydrolysis and solution are indeed operative to some degree even within such a dry desert zone. Water tables occupy positions varying from some 10 m. to 60 m. below the surface of the floors of depressions, the increment of water largely being derived from dew and infrequent rainfall. The many sinkholes, caves, underground

channels, solution potholes in wadi-beds, etc. are witnesses that solution is operative within the region at large, although it is extremely doubtful if solution is taking place below the water-table, whilst the possibility of underground corrasion is likely. In spite of the paucity of the rainfall, the effects of running water, as intermittent wadis, are seen in the gullying of the surrounding steeper flanks of the depressions. Aeolian action is apparent not so much as an abrasive agent but rather as a remover of comminuted debris, i.e. by means of deflation. The typical limestone solution features in some of the depressions could very well indicate solution collapse as partially responsible for down-sagging in places. Frequently the bare rock floor of depressions is exposed, showing this to be warped, highly jointed, with fault-breccias in evidence, indicative of non-solution type subsidence. Around the edges of many depressions strata can be seen dipping in towards the centre, the dip increasing steeply as the bounding wall or flank is approached. The presence of flinty crush-rock, mylonites, fault-breccias, off-setting of the rim, the drag affects are all consistent with faulting. The great size of some of the depressions e.g. the As Salman depression covers 350 km² are scarce compatible with a purely solution-collapse hypothesis. Wind and water are responsible for scouring effects; warping and solution collapse developes in small, localized occurrences, but the depressions *in toto* are the result of tectonic agencies whereby gravitational subsidence have resulted.

A noticeable feature of these depressions is that although the slopes down into them and the general surface of the entire province is littered with sharp, angular débris, the flat floors are almost devoid of any kind of loose debris. In the flat floors chemical solution and weathering is going on, the residues being removed by aeolian action. On the sides of the depressions, on the other hand, normal arid-type denudation is in progress, the products of which are too coarse to be affected by wind movements, and hence remains *in situ*.

Throughout the province, vast stretches are littered with angular material of cobble size and larger, composed essentially of hard, dense, compact limestones dolomitic limestones and cherts,—comparable to the *hamadas* of North Africa. Such result from the winnowing effects of the wind which transport all fine material between broken rock and

leave behind a desert armour of angular residual fragments. For man, beast or car these stoney surfaces present a formidable obstacle to travel.

In the southern half of the province, many wadis maintain a remarkably straight course for long distances, usually bordered by prominent bluffs or even scarps. Whether such scarps are erosional or structural features is not clear.

IV. *Dibdibba Plain.* Most of this region lies south of the Iraq frontier, where it grades imperceptibly into a dissected limestone plateau. The part within Iraq is extremely flat. The surface is composed of gravels and sands, the former mostly siliceous pebbles and concretions, the sands being of distinct calcareous type. The gravels result from the disintegration of a compact quartzitic gravel bed forming the base of the Miocene-Pliocene strata. The few wadis drain to the marshes close to the Euphrates, being of consequent development. They tend to be very

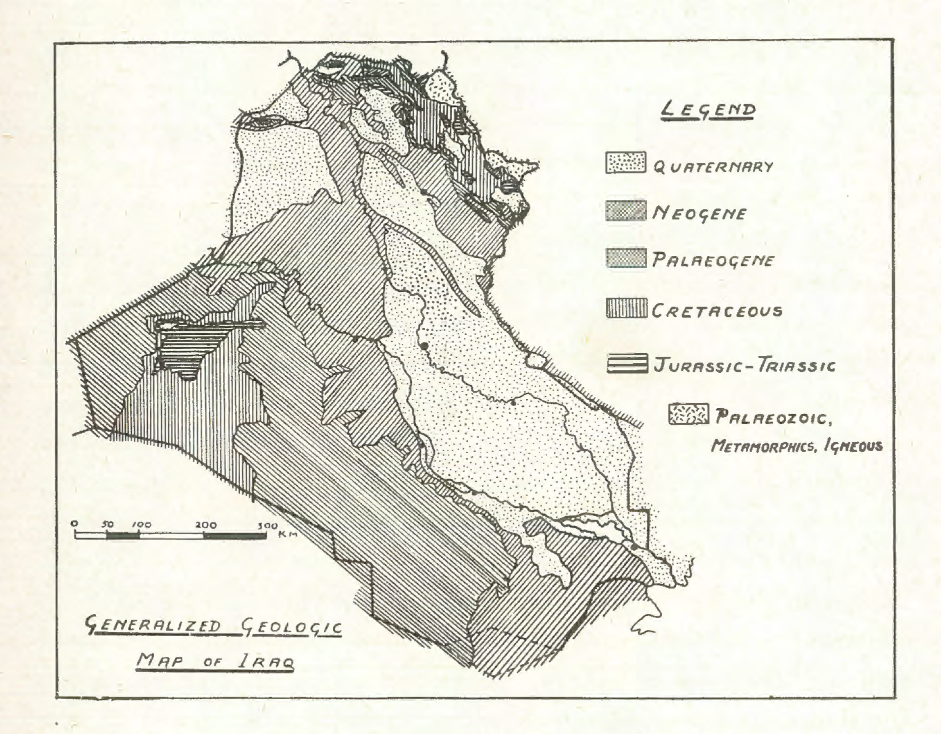


Fig. 3.

broad and shallow, showing only incipient incision. The Al Batin wadi is more deeply incised, bordered throughout by prominent bluffs. Sand dunes tend to have a E.N.E.-W.S.W. orientation.

V. *Euphrates Sculptured Plain.* Between the Al Hajara Plain on the west and the Delta Plain on the east extends a region in which erosional dissected remnants are prominent features of the landscape. In the northern part, an intricate network of shallow, short, indeterminate drainage focuses on the Bahr al Milh (Abu Dibbis) depression. Further south, the consequent short wadis drain into the marshes and mudflats along the Euphrates. The salient relief features are innumerable mesas, buttes, stripped, structural small plateaux, structural terraces and benches, some hogbacks and cuestas. The prominence of such features in an environment otherwise gently rolling, is impressive. One grains the impression that this dissected plain is an exhumed erosion surface which has resulted from tectonic movements within the unstable part of the Arabian socle. Rejuvenation has occurred here, as in the neighbouring Dulaim province to the North, but the re-invigoration of erosional processes has concentrated upon surface material and the resurrection of older deposits and denudational surfaces. Along the N.-E. edge of the region, there is good evidence pointing to the deepening of the Habbaniya and Abu Dibbis depressions as a consequence of tectonic movements. The consequent adjustments to base-levels undergoing lowering has meant renewed erosional activity and exhumation of older surfaces. But within the province there are also examples of lenticular sand beds, filled-up old channels, diversion of drainage, sections of unusually steep-dipping young strata, terraces along the Habbaniya and Abu Dibbis depressions, all of which indicate instability, a tendency to oscillatory movement, a conflict between aggradational and degradational processes. The eastern border of this province approximates to the axis of geosynclinal subsidence where not only vertical movement is effective but tangential compressional forces associated with fold-thrust developments in the Border Ranges to the east, are transmitted through the strata. Complicating the picture further is the down-weighting of sediments dumped within the Delta Plain,

isostatic adjustments towards a state of equilibrium, the influence of marine transgressions and regressions. Tectonically, this is one of the most interesting provinces within Iraq, and the physiographic features, some of which appear at a glance to be contradictory, are but the surface expressions of complicated tectonic controls.

VI. *Delta Plain.* This province covers some 115.000 km., being the largest wholly within Iraq. The plain extends longitudinally for some 600 km., has a maximum breadth of about 250 km. and reaches maximum elevations of about 65 m. to the North, 50 m. near Ramadi and about 100 m. on the eastern side.

The plain has been formed through aggradation of the Twin Rivers and their tributaries. Within the plain province, the fall of the Tigris has a maximum value of 6.9 cm./km. (de Vaumas, 8), the Euphrates a maximum fall of 10.5 cm./km. Within Iraq there are no perennial tributaries of the Euphrates or on the western side of the Tigris. On the other hand, from the high Border Ranges, several important tributaries enter the Tigris, descending perhaps as much as 1500 m. in less than 350 km., and all such mountain tributaries are, as de Vaumas remarks, of torrential character. No estimate has been made of the amount of sediment brought down annually into the plain, but this probably totals some 10 million tons. Obviously such a vast quantity of sediment distributed over an area of some 115.000 km^2 would, within even Recent geological times, fill-up and choke the basin of deposition were not means provided to accomodate this huge annual increment. Sheer increase in weight alone, due to the sediments, can not be held accountable for the subsidence necessary for accomodation. It is rather the mobile nature of this Tethyan geosynclinal zone which allows of subsidence. The foreland sediments of the plain (parageosyncline) have been further depressed due to the spilling over of orthogeosynclinal material resulting from the diastrophism responsible for the Border Ranges. Underneath the Delta Plain, rock strata continue, but on the eastern side of this tectonic subsidence zone we approach the orthogeosyncline wherein lateral compressions are manifest in extensive foldings, thrustings, etc., whereas west of the basin we are within the unstable portion of the

shield, where stress accomodation was essentially vertical—faulting.

The characteristic instability of river courses throughout plains of aggradation is well observed here. The many relict water basins, especially in the southern part of the plain indicate indecisiveness in drainage pattern. In the hot summer months, these basins become mere marshes but in time of flood, expand into veritable lakes, spilling over in both permanent and temporary outlets, and hence causing a maze of intricate waterways. For untold centuries, Mesopotamia has been plagued with annual floods, the last serious one being in 1954. (As indicative of temporary modifications resulting from floods, during the 1954 flood, a lake 70 km^2 and 24 m. deep formed east of the bund outside Baghdad, took seven months to drain away and left a mud-deposit 30 cm. thick (4).) A consideration of the Time factor clearly indicates what farfetching modifications must have occurred within the Delta Plain as a result of annual flooding, a matter of paramount interest to the archaeologist (1, 2, 3). Modern development schemes, e.g. the construction of dams across the turbulent mountain tributaries, the huge Samarra barrage diverting flood waters of the Tigris into the Tharthar depression, the overflow reservoir at Habbaniya, the expansion of the Bahr al Milh into the greatly increased Abu Dibbis lake, etc. etc. all such programmes must, in due course, have profound effects on the rôle of geological agents in the formation and transformation of the plain. Lateral planation by the Twin Rivers and the extreme anastomosing character of their lower courses combines the features of corrasion and aggradation. Meandering of the main rivers is a no less noticeable feature. This complex habit of the rivers in braiding and meandering results in a composite flood plain-aggradation plain, of which the sediments consist of alluvial; deposits ranging from silts to gravels and pebbles, aeolian deposits, lacustrine and paludal deposits. The depth of such depositional material within the plain must surely total several hundred metres, although the deepest boring to date, at the Samarra barrage, gauges only 45 m.

The close approach of the Tigris-Euphrates rivers in the latitude of Baghdad is believed to be due to tectonic sagging in this region. The N.-S. trend of the Tigris-Euphrates rivers in this central sector, coupled

with the tendency to a similar trend of the Adhaim and Diyala rivers is strongly suggestive of structural rather than erosional control. It may be that this tectonic sag is a prolongation southwestwards of one of the transverse plis de fond of Schroeder (7).

Within the plain insignificant small folds and flexures occur, represented by small rises of the land, surface expressions of adjustments at depth within this unstable region.

VII. *Dulaim Province.* The Euphrates, from its source far North in Turkey almost as far South as Hit, has a steep longitudinal profile of more than 30 cm./km. (8). Where the river enters Iraq territory, the elevation is about 180 m. and in a riverine distance of some 370 km., the elevation drops to 55 m. South of Hit, the fall of the river is only 10 cm./km. maximum. Thus from the Syrian border south to the region of Hit, there is a relatively steep profile, an abrupt change in slope occurs near Hit and thereafter the longitudinal profile becomes more and more gentle. There is here an important convex break of gradient, and as gradient of slope is determined by intensity of erosion, the development of such convex breaks in gradient testifies to increasing intensity of erosion. Rejuvenation has created the necessary acceleration in stream processes. A relatively narrow zone, averaging 70 km. in breadth, on either side of the upper Euphrates in Iraq shows characteristics of a composite landscape, i.e. forms developed in several cycles. Characteristic of the landscape is the pronounced break in slope between younger and older morphological forms, particularly well seen in the discordant junctions of the wadis with the main river. This is not the place to enter into the arguments of slopes, slope retreat, etc. enjoined in by the Davis and Penck schools of thought, and all that will be said is that within this region, the convex-concave slopes most definitely are related to variation in rate of erosion, and further, rock lithology is in no way related to the development of slopes, nor is adjustment to present conditions the sole criterion. The revitalized erosional activity of the Euphrates is seen in its initial attempts to straighten-out its meandering course. The soft, unconsolidated sediments of the valley floor are too readily attacked for original channels to be preserved as incipient incised

meanders, and the effort of the river is concentrated not in down-cutting within meanders but in shortening its course via the easier method of frontal attack on the loose deposits. Conforming to the curved course of the Euphrates, faults and folds show a similar trend. The folds are long, shallow, narrow features, actually merest microscopic wrinkles on the crustal surface. Such are in no sense to be thought of as profound diastrophic adjustments but rather epidermal squeezings consequent upon internal jostlings of fault-blocks. Possibly uprising of such a fault-block is the initial cause of the rejuvenation.

VIII. *Jezira Desert.* The northern and eastern limits of the region are marked by the onset of gentle foldings and the descent down into the Tharhar depression; to the southwest a low rise acts as a drainage divide for the interior wadis and those draining south into the Euphrates.

Characteristic of the region is the interior insequent drainage, presence of small playas and marshes, numerous small depressions, butte—and mesa—development towards the southern and western borders, extensive development of massive gypsum beds, general flat, monotonous landscape. The extensive development of soluble rock throughout the province,

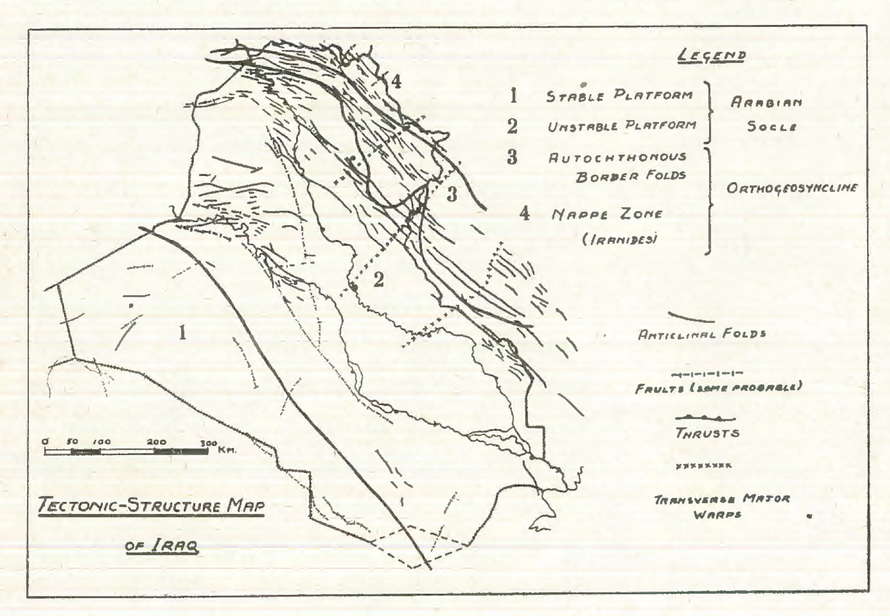


Fig. 4.

the presence of saline deposits in the playas, indicate the importance of chemical processes prevailing, and here there is little doubt that the playa lakes and many small depressions are the result of weathering rather than subsurface structure.

Much of the province is covered with Recent sediments of aeolian, lacustrine and fluviatile origin. Within depressions, these may reach thickness up to 3 m., but elsewhere form only the thinnest veneer. Towards the western border, sand dunes become increasingly numerous. Strong winds blowing down from the Turkish highlands cause rapid and frequent «migration» of these dunes, interrupting drainage channels and creating new ones, such that here the drainage network is of a most transitory nature.

Surface conditions show very few folds indeed, but subsurface data indicate numerous low, shallow folds of general E.-W. strike. The extensive but sporadic occurrences of huge, irregular slabs of gypsum, especially noteworthy in the Lower Fars (M-Miocene) formation, have been scaloped and sculptured by the abrasive-deflative action of the wind into extremely rough, jagged surfaces. Such areas are most difficult to travel over by any means of transportation.

The largest depression, Sunaisala, occupying some 70 km^2 shows clearly dislocations of Recent sediments, abrupt terminations of «benches» of saline encrustations, etc., which are suggestive of a tectonic origin. Lending support to this is the development of small (ca. 1 m. high) rejuvenated scarps along the fans surrounding certain mesas, the «freshness» of the feature suggesting very recent movement.

IX. *Tharthar Depression.* West of the Tigris, the Wadi Tharthar depression is the largest and most impressive physiographic feature in Iraq. The sources of the several small wadis which coalesce to form the main wadi originate in the hilly region of Sinjar and vicinity. The depression is about 300 km. long and averages 45 km. in breadth. Elevations within the depression vary from about 225 m. at its northern extremity to Om (sea level) where the main wadi enters the Mileh Tharthar. The descent from east and west into the depression is generally steep, the floor being bounded by walls varying in height up to 35 m. Quaternary fluviatile

and aeolian deposits cover the northern part, but southwards succeeding older strata, with a general N.-E. dip, are exposed, the Lower Fars (M-Miocene) clays, sandstones and gypsum beds outcropping around Mileh Tharthar.

In general, the eastern border is well defined by the escarpment of Lower Bakhtiari (Pliocene) gravels, conglomerates, pebbles, etc., whereas the western border is marked by a very low drainage divide. Characteristic along both sides of the depression are innumerable water seepages, where the water-table intersects the surface, and here marshes and shallow pools are formed. The recently completed Tharthar-Samarra barrage scheme has made use of this large natural depression to siphon-off flood waters of Tigris by a barrage at Samarra via a man-made artificial channel some 40 km. in length, into the Mileh Tharthar, the increased waters ponding-up northwards up the depression. Naturally such interference with Nature's processes can be expected to cause considerable modifications.

Opinion is varied as to the possible causes of this narrow, straight furrow. The relatively evenly-aligned bounding slopes of the depression, the abrupt eastern wall (fault-line scarp?), straight trend of seepages and springs, crude triangular facets, slight discordance seen here and there of tributary wadis, minor off-setting of minor structures are all features indicative of faulting. There is little doubt that the drainage of the Tharthar continued southwards towards Ramadi. Upwarding and/or faulting in a general E.-W. direction between the Mileh Tharthar and Lake Habbaniya is presumed to be responsible for this severance in the drainage. It is possible that a furrow extended from near the Sinjar hills via the Wadi Tharthar and Habbaniya depression south to the Bahr al Milh, through which a palaeolithic (?) Wadi Tharthar drained, and that from Ramadi to south of Najaf the old Euphrates course was via the Habbaniya-Bahr al Milh depressions, thence along the foot of a prominent west-facing escarpment trending south then southeast to the present Euphrates south of Najaf. The temptation is strong to see in this 600 km. long narrow depressed zone characteristics associated with incipient graben-structure, the more so as this zone lies within the Unstable Platform where tensional stresses are at a maximum and maximum efforts are being made to restore isostatic equilibrium.

X. *Anticlinal Ridge Province.* The transition from the low, flat, generally featureless regions west of the upper Tigris to the high, rugged mountainous terrain of the northeast frontier zone is marked by an intermediate belt of low, prominent hills usually less than 500 m. in height. These hills show an arcuate trend, in the northwest part of the country running E.-W., and in the vicinity of Mosul, abruptly changing to a N.W.-S.E. direction. In no other physiographic province is the relief so intimately related to structure. These innumerable hills are sharp, anticlinal folds which, from the air, give the appearance of anticlinal ridges. They tend to be long and narrow, e.g. the Kirkuk structure is some 100 km. in length and 5 km. broad. Djebel Hamrin anticline about 115 km. long and up to 12 km. broad. Djebel Sinjar, west of Mosul, extending almost into Syria, is the highest anticlinal ridge in the province—over 1000 m. Typical of almost all these structures is their asymmetry. The structures with an E.-W. strike show steeper flanks towards the north, whilst the N.W.-S.E. trending anticlines have steeper flanks to the S.-W. Associated with such asymmetry is the presence of faulting on the steeper flanks as well as overfolds and recumbent folds. Surprising enough, the faults show a remarkable consistency towards the gravity type, thrust-faults being rare. Where the tributaries flowing S.-W. from the high mountains cut through these anticlinal ridges, excellent cross-sections are displayed. The anticlines are of chevron-type—sharp, angular axes. Strata as old as Cretaceous are exposed in the cores of some anticlines. The preponderance of the rich oil finds in Iraq are associated with such structures within this province.

Between the sharp anticlinal ridges extend broad, flat synclinal basins—in many cases they do not qualify as real synclines, as the strata are almost horizontal. Such basins are invariably filled with alluvium, of fluviatile and/or aeolian origin. The impression from the air is that of rock-exposed hills floating in a sea of sand.

The drainage within the province is either intermittent and insequent—source within the region, perennial and consequent—major Tigris tributaries originating outside the province, or then intermittent-perennial and subsequent, guided by the outcrops of variously-resistant lithologies. The first-mentioned type characterizes the area west of the

Tigris, the short wadis engaging in headward erosion in the hill regions of their origin, and accidently wander away off to lose themselves in the sands of the desert. The perennial consequents include the important tributaries of the Great and Little Zab, Diyala, etc. These major tributaries have carved out extensive flood-plains along their courses, varying up to 5 km. broad, frequently bordered by cliffs reaching to heights of 30 m. In such flood plains, deposits of grits, gravels, sands constitute a younger alluvium covering, contrasting with the older alluvial covering in the inter-riverine plains. These vigorous, adolescent rivers have succeeded in maintaining their courses across uprising anticlinal folds, thus constituting antecedent gorges. The subsequent streams show a close adjustment to structure, well displayed in the trellis, pattern. Such streams develope subsequent valleys within the unconsolidated Pleistocene synclinal basins, and generally only attempt to cross anticlinal rides where the latter are plunging downwards and where added attack is provided by the joining of other streams.

From S.-W. to N.-E. across the province, the intensity of folding increases, the importance and relative displacements by faults increases, the sediments became thicker, coarser and more compact. The N.-E. edge of the region borders the zone of autochthonous border folds, where Neogene sediments have undergone strong tangential compressions. The folding of these strata began as far back as the Upper Cretaceous, reached a maximum in intensity in the Neogene but even in the Pleistocene were subjected to powerful diastrophism. The asymmetrical character of the chevron-type anticlines provide likely loci for the development of thrust planes. It is believed that these folds represent bending stresses caused by buckling. The tendency towards faulting in these structures would seem to indicate that this part of the crust is not buckling-proof. Shearing strength is attained before buckling stress, and rupture results. The anticlines increase in dip at depth. It is evident that tangential stresses are best transmitted through thick limestone competent strata. Internal movement of the concentric folds is parallel to the bedding planes. The feature of sharp anticlines and broad, flat, shallow synclines reminds one of many cross-sections through the Jura Mountains, e.g. the broad Delemont synclinal basin between the sharp anticlinal folds of

the Vorburgkette and Mont Raimeux, only in Iraq so far no such structural feature as a basal shearing plane (décollement) has been determined.

XI. *High Mountainous Region.* Elevations are generally over 1000 m., extending upwards to nearly 4000 m. The mighty Zagros Range crosses this N.-E. strip of Iraq to merge northwards with the Taurus Range.

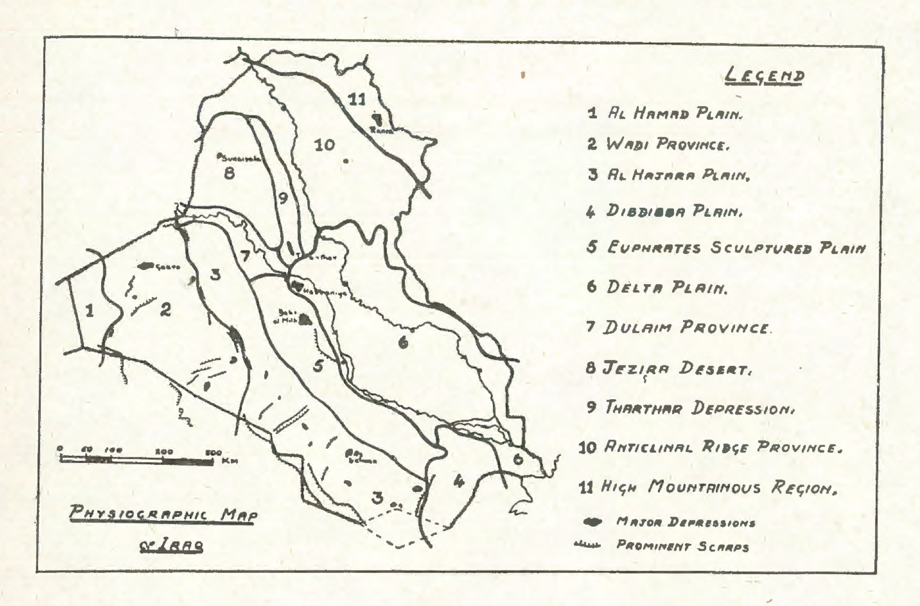


Fig. 5.

Structure and relief is again closely related, but here the rôle of lithology is equally important, the mountains being composed of resistent sedimentary, igneous and metamorphic rocks, the intermontane valleys being carved out of relatively soft shales, sandstones, grits, gravels, etc. Within the region, strata ranging in age from Upper (?) Palaeozoic to Quaternary outcrop, and here also there is extensive development of metamorphism and igneous activity. Intensity of diastrophism increases towards the N.-E., powerful tectonic movements resulting in extensive thrust—faulting, overfolds, recumbent folds, nappes, klippen, soles, imbricate structure, etc. etc. Within the cores of the anticlines Neogene strata may be exposed, but more usually Palaeogene-Cretaceous outcrops along axes. Throughout the folding is tight, and in this respect the tightly

compressed synclines contrast strongly with the open, shallow synclines in the neighbouring province to the S.-W.

The headwaters of the tributaries draining S.-W. to the Tigris occur in the high mountains of this province, but as the physiographic area extends eastwards into Iran, some tributaries have their source in that country. The drainage is essentially of consequent and subsequent types, forming trellised, radial and antecedent patterns. The first-mentioned streams make use of the softer sediments within the narrow intermontane strike-valleys; radial streams are associated with prominent high peaks, whereas the antecedent pattern is associated with the main perennial rivers flowing out to the plains. Again some magnificent examples of antecedent transverse gorges are seen where the rivers slice through anticlinal mountains. Along these major streams terraces at various levels are well developed, including those due to lateral corrasion, rock-defended terraces, valley-plain terraces, and those due to lowering of base-level, all indicating a complex morphological evolution.

Or special interest is the relatively large Rania plain, surrounded on all sides by steep mountain slopes. This alluvial-filled plain lies athwart an impressive massive anticlinal uplift exposing Lower Mesozoic-Paleozoic compact, resistant strata. Folds on the N.-W. and S.-E. side of the plain show no evidences of plunging, nor is there any reason to suppose that lithologies have enabled more drastic erosion to be effective. This plain clearly is of tectonic origin, the subsidence allowing streams to spread a veneer of alluvium over the surface. The Little Zab river is superimposed upon the fluviatile covering, as is shown by the absence of any relation to structure and lithology and the powerful vertical incision which is taking place. The remarkably straight sections of some of the tributaries over considerable distances, the sharp, angular bends which are common, breaks in stream profiles all indicate the rôle of faulting in structural control.

The high gradients, plentiful, rainfall, melting snows (snowfields in the highest areas persist for 10 to 12 months in the year) imply constant mechanical disintegration and denudation is the dominant feature. Within the province there are few evidences of sedimentary accumulation, but everywhere the theme is destruction. In this context, it is pertinent to mention that within the Zagros Mountains there are no evidences of extensive former glaciations, although around the highest peaks, local glaciation has indeed been operative. However, both the destructional and constructional forms associated with glaciation play an almost insignificant rôle within this mountainous area.

The grandeur and magnificence of the scenery is incomparable. Here only within Iraq does the vegetation take on a lushness, profusion and variety in form and colour more in keeping with temperate climes; here only can the scenery said to be spectacular and awe-inspiring as even the mighty Alps; here only do the Kurdish inhabitants manage to shake off the lethargy prevailing in the populations of desert and plain; here only can one get away from the drab monotony of tawny, hot landscapes into the cool, fresh, invigorating, delightful vistas of mountain and glen.

Conclusions

The physiographic region is the visible expression of the varying intensity in interaction of atmospheric and lithospheric forces and agencies, the evolution of an area since first it became land, and hence the changes undergone in Time. Movements of the crust provide the necessary surfaces upon which the destructional and constructional forces operate. Exposed surfaces of the earth may be young, mature, old, rejuvenated, but they are never dead; they are ageless. Only when the waters of the earth close over a landscape is that cessation simulating death in evidence. But this watery grave does not imply eternal rest, for, ever and anon, endogenetic forces will raise above the waters some new-born surface. Clearly, from first to last, the motive force is vertical movement, and in a delicate, complementary fashion, cross-examination of the developing landscaps aids in elucidating the problems of structure and tectonics.

BIBLIOGRAPHY

1. Falcon, N. L., The Geographic History of the Mesopotamian Plains, *Geogr. Jour.,* Vol. 122, Pt. 3, pp. 399-401, 1956.
2. Lees, G. M. and Falcon, N. L., The Geographic History of the Mesopotamian Plains, *Ibid.,* Vol. 118, Pt. 1, pp. 24-39, 1952.
3. Mallowan, M. E. L., Recent Developments in Assyrian and Babylonian Archaeology, *Sumer,* Vol. 11, No. 1, 1955.
4. Mitchell, R. C., Présence inusitée de rouleaux de boue en Irak, *Cahiers Geol.,* No. 31, pp. 317-318, 1955.
5. Penck, W., Die morphologische Analyse. *Geogr. Abhand.,* 2, Reihe, H. 2, Stuttgart, 283, pp. 1924.
6. Raisz, E., Landforms of the Near East (Map only), 1951.
7. Schroeder, J. W., Essai sur la structure de l'Iran, *Ecl. Geol. Helv.,* Vol. 37, No. 1, pp. 37-81, 1944.
8. Vaumas, E. de, Etudes Irakiennes, *Bull. Soc. de Géogr. d'Egypte,* T. 28, pp. 125-194, 1955.
9. Voûte, C., Climate or Tectonics? *Geol. en Mijn.,* Vol. 17, No. 8, pp. 197-206, 1955.

Reference may also be made to the following :

10. Mitchell, R. C., Aspects géologiques du désert occidental de l'Irak., *Bull. Soc. Géol. France,* 6e sér., T. 6, pp. 391-406, 1956.
11. —— Notes on the Geology of Western Irak and Northern Saudi Arabia, Geol. Rundsch, In press.

PLATEAUX,
PLAINES ET DÉPRESSIONS DE LA SYRIE INTÉRIEURE SEPTENTRIONALE

(Du parallèle d'Alep au parallèle de Homs)

ÉTUDE MORPHOLOGIQUE

PAR

ÉTIENNE DE VAUMAS

SOMMAIRE

Aucune expérience n'est plus enseignante pour prendre contact avec la Syrie intérieure septentrionale qu'une traversée en avion de la mer vers le désert.

Dès que l'appareil a pris quelque peu d'altitude, le Djebel Ansarieh se laisse voir presque en entier depuis le Nahr el Kebir Nord jusqu'à l'homonyme de celui-ci qui, au sud, draine la trouée Homs-Tripoli. La plaine côtière et ses terrasses se déroulent en bordure de la mer, plus larges par endroits, plus resserrées ailleurs, tandis qu'au loin la pyramide du Djebel Akra ferme l'horizon. Puis viennent des pentes molles dégagées dans la craie sénonienne, tout un chevelu de talwegs les dissèque et d'innombrables terrasses de culture y marquent des replats parmi lesquels s'insèrent des villages aux maisons égaillées de côté et d'autre. Ce paysage ne dure que quelques minutes, rapidement les calcaires cénomaniens surgissent ; avec eux, les maisons et les champs se font rares et un maquis clairsemé s'installe. Bientôt enfin l'avion semble buter contre l'arête de la montagne, due à un grand anticlinal jurassique ; les seules traces d'occupation humaine sont les sentiers des chevriers qui serpentent parmi les roches dans une forêt dégradée où les arbres sont cependant encore relativement abondants.

Rien jusque là ne laisse prévoir cependant l'impression de saisissement que l'on éprouve lorsque l'avion après avoir rasé les derniers cèdres installés sur la crête même et qui sont pour ainsi dire à portée de la main, se retrouve en quelques secondes à 1500 m. au-dessus des marais du Rhâb où les pirogues noires des pêcheurs de silure ne sont plus visibles que comme d'infimes traits noirs sur le miroitement des eaux.

En même temps des horizons indéfinis se révèlent soudain, où l'œil a du mal à découvrir dans le relief une caractéristique vraiment nette. Mises à part les escarpes qui limitent le Rhâb et le Rouj, la monotonie est la règle. Au premier coup d'œil, rien n'est perceptible qu'un immense plateau très légèrement vallonné au milieu duquel le petit sommet de Cheikh Barakat se profile comme une taupinière et où le ressaut rectiligne d'Eriha s'allonge du S.-O. au N.-E. Les teintes plutôt sombres du Djebel Ansarieh occidental et de son revers ont fait place à l'ocre, au rose et au rouge : plateaux bistres formés par les calcaires, terra rossa des talwegs et des plaines alluviales, tâches lie de vin des basaltes.

La végétation naturelle est nulle, seules les plantations d'arbres fruitiers et d'oliviers de la région d'Idlib viennent apporter une note de diversité, moindre toutefois que celle des gros villages très fortement concentrés qui dans cette immensité mettent une note de blancheur éclatante.

Au delà de la dépression du Rhâb, la Syrie intérieure s'oppose donc vigoureusement à la chaîne côtière. Structure et relief sont différents, plus proches de ceux du Hamad que du style des chaînes qui s'allongent sur le bord de la Méditerranée.

Cette première impression est confirmée par celle que l'on enregistre lorsqu'on traverse le Djebel Ansarieh par une des trois routes qui le coupent à hauteur de Tripoli-Homs, de Banias-Massiaf ou de Lattaquié-Djisr ech Chogour. Lorsqu'on arrive par cette dernière route au col de Bdama, le ciel toujours plus ou moins nébuleux se déchire et devient d'un bleu éclatant, l'horizon et les lignes du relief passablement embrumés jusque là deviennent d'une très grande netteté. Il n'est pas possible de ne pas se souvenir alors de la sensation exactement semblable qui vous saisit au Liban au col du Baïdar lorsque se révèlent tout à coup la Bekaa, l'Anti-Liban et l'Hermon. Dans un cas comme dans l'autre, l'opposition entre une zone de climat méditerranéen humide qui règne depuis le littoral jusqu'à la crête de la montagne et une zone de climat méditerranéen continental qui s'étend à l'intérieur est une des grandes données géographiques qui s'impose immédiatement.

Elle demande toutefois à être nuancée. Au Liban, la montagne est si haute que le blocage de l'humidité et de la pluviosité sur la façade maritime est poussé au paroxysme. La tranche d'eau abattue, de 840 mm. à Beyrouth et de 1500 mm. sur les crêtes, n'est plus que de 500-600 mm. dans la Bekaa méridionale. Dans la Bekaa septentrionale, la quantité des précipitations tombe même à 200-250 mm. à Ras, Baalbeck et à Hermel, le Makmel faisant ici complètement écran à l'humidité marine et accentuant au maximum le phénomène de foehn qui se produit sur le revers oriental du Liban. Dans ces conditions, il est normal que l'air arrive définitivement sec sur la Syrie intérieure lorsqu'il a franchi la nouvelle barrière que lui opposent l'Anti-Liban et l'Hermon. A l'Est de ces dernières montagnes, le désert règne intégralement (Nébek : 200 mm.; Damas : 191 mm.). La distance de Damas à la mer n'excède cependant pas 100 km.

Le contraste est moins fort à hauteur du Djebel Ansarieh. Celui-ci culmine seulement à 1583 m. au Nebi Younès. L'altitude de la crête est voisine en général de 1000-1200 m. L'écran aux vents marins du large est donc infiniment moins brutal que celui du Makmel (3088 m.), du Sannin (2628 m.) ou même du Djebel Barouk (1800-2000 m.). La dégradation du climat tout en se faisant sentir nettement à hauteur de la crête de la montagne, est tout de même beaucoup moins brusque. Alors qu'il suffisait de faire au Liban 80 km. à partir de la côte (50 km. seulement à hauteur de la Bekaa septentrionale) pour atteindre l'isohyète de 200 mm., il faut en parcourir 175 et plus en arrière du Djebel Ansarieh pour rencontrer la même courbe de pluviosité.

Entre cette montagne et le désert proprement dit, s'interpose donc une large zone de climat méditerranéen continental et de « climat syrien ». Cette zone correspond aux plateaux, plaines et dépressions qui ont été évoqués précédemment et qui sont l'axe politique de la Syrie avec les grandes villes de Homs, Hama et Alep qui le jalonnent. A la différence du Liban dont le centre de gravité humain coïncide avec le littoral, celui de la Syrie se trouve à l'intérieur des terres.

ÉTAT DES CONNAISSANCES GÉOGRAPHIQUES. — Cette dernière caractéristique n'a pas empêché cette région d'être très peu étudiée, au moins sous l'angle de la géographie physique.

Dans le domaine climatologique [1], Ch. Combier s.j. a dit depuis longtemps l'essentiel auquel il ne sera pas possible d'ajouter grand'chose tant que le réseau des postes météorologiques restera aussi lâche qu'à l'heure actuelle. Heureusement la simplicité des phénomènes climatiques dans cette région rend cette carence d'observations moins grave que dans d'autres pays.

---

[1] On trouvera la bibliographie intéressant la climatologie de la Syrie et du Liban dans : **27**, p. 326-327. (Les chiffres en caractères gras renvoient à la bibliographie qui se trouve à la fin de ce mémoire, p. 232).

Sous l'angle géologique, le lever de cette région a été effectué au 1/200.000e par L. Dubertret et ses collaborateurs. Le résultat en a été publié au 1/1.000.000e pour l'ensemble du territoire [1], au 1/500.000e pour le Nord et l'Ouest et au 1/200.000e pour la région proche de l'Amouk [2]. La stratigraphie peut être considérée comme établie définitivement. Les levers aussi, au moins aux échelles qui viennent d'être citées. Bien des contours cependant sont à reprendre de manière plus précise dès qu'on atteint des échelles plus grandes et de nombreuses déterminations restent à faire aussi en ce qui concerne les formations du Tertiaire supérieur et du Quaternaire. Dans ce domaine, les prospections menées pour le drainage et l'aménagement du Rhâb sont les seules qui, ces derniers temps, aient fait avancer un peu cette dernière question [3].

Sur le plan structural et morphologique, la lacune des recherches est quasi totale. Il n'est même pas possible de citer un article ou une note donnant autre chose que des généralités. Quant aux ouvrages géographiques d'ensemble sur le Proche-Orient, ils n'en distinguent même pas les différentes régions et en parlent comme d'une contrée uniforme.

Le matériel cartographique dont on dispose, est cependant très favorable [4]. Outre une carte au 1/200.000e en courbes (Equidistance : 50 m.) qui s'étend sur toute la Syrie, désert compris, on possède une carte au 1/50.000e (Equidistance : 10 m.) qui englobe presque toute le région habitée et qui va jusqu'au méridien où la steppe finit et où commence le désert.

Délimitation du territoire étudié. — Le territoire qui fait l'objet de ce mémoire a des limites inévitablement plus arbitraires que celles qui circonscrivent une montagne.

(1) **9.**
(2) **12.**
(3) **16, 36, 37, 38.** Nous remercions ici très vivement M. Abdul Basset Khatib, Directeur général du Bureau chargé de l'aménagement du Rhâb, qui nous a laissé consulter longuement le rapport établi sur cette région par les différents experts.
(4) Voir : Cartographie, à la fin de ce mémoire, p. 235.

A l'Ouest, elles coïncident avec le pied du Djebel Ansarieh et du massif du Djebel Akra, c'est-à-dire pratiquement avec la fracture libano-syrienne; — à l'Est, avec la fin de la steppe et le commencement du désert qui correspondent assez bien avec la bordure orientale des plateaux basaltiques qui s'allongent des environs de Homs jusqu'aux approches d'Alep; — au Sud, avec la frontière de l'Etat du Liban où nous avons arrêté nos précédentes recherches.

Au Nord enfin, la limite a été fixée au parallèle d'Alep, elle est évidemment en grande partie arbitraire mais il ne nous a pas été possible durant les étés 1955 et 1956 de pousser la prospection au delà.

Bien des points dans le territoire ainsi circonscrit demanderaient encore de nouvelles recherches pour arriver à une synthèse plus complète. L'on a pensé cependant qu'il était préférable de présenter déjà ce qui était acquis, quitte à souligner les questions qui demeuraient en suspens.

Les différentes régions morphologiques de la Syrie intérieure. — Relativement monotone quand on l'aborde depuis la côte, la Syrie intérieure n'est pas cependant aussi uniforme qu'elle paraît au premier abord. Tant s'en faut. Il est donc nécessaire de procéder en premier lieu à une esquisse descriptive pour situer les différents éléments qui la composent et qui bien souvent n'ont même pas de nom.

Trois séries d'unités structurales et morphologiques se laissent assez aisément distinguer.

A. *La première est constituée par la longue dépression qui s'allonge sur une centaine de km. du Nord au Sud et sur une dizaine de km. de largeur.* Elle est parcourue de bout en bout par l'Oronte. Dans sa partie méridionale, elle est occupée par un vaste marais : le *Rhâb,* généralement accolé au Djebel Ansarieh à l'Ouest tandis qu'il se tient à l'Est à quelque distance du Djebel Zaouiyé. De part et d'autre, les parois de la dépression sont très abruptes et donnent même parfois des escarpements spectaculaires.

Un peu en amont de Djisr ech Chogour, un plateau basaltique entaillé en gorge par l'Oronte permet à celui-ci de déboucher dans une partie de la dépression bien différente de la première. La topographie n'évoque plus en rien un fossé mais ressemble à un berceau très ample qui, s'il se relève rapidement à l'Est en direction du Djebel Oustani, ne le fait

que beaucoup plus lentement à l'Ouest en direction du Kosseir. La largeur de la gouttière et sa régularité ne font qu'augmenter du Sud au Nord. Encombrée encore de quelques petits reliefs entre Djisr ech Chogour et Derkouch, elle s'évase considérablement après cette bourgade et s'ouvre largement sur l'Amouk. Dans les pages qui suivront, cette dépression sera appelée *dépression du Bas Oronte.*

Le *Djebel Oustani* flanque celle-ci à l'Est, comme on vient de le voir, sur quelque 45 km. Très rectiligne et assez étroit, ce relief est le dernier à évoquer une chaîne plissée quand on progresse vers l'intérieur.

Il est bordé lui-même vers l'Est par la *vallée d'Arménaz,* au fond large et plat, qui se dilate soudain dans un large couloir aux flancs redressés : le *Rouj.* Celui-ci se greffe sur le Rhâb dont il est topographiquement le prolongement au même titre que la dépression du Bas Oronte.

B. *La deuxième série de reliefs débute au delà de la vallée d'Arménaz et du Rhâb.* Au Sud de celui-ci, elle borde le Djebel Ansarieh dont ne la sépare que la fracture libano-syrienne. Partout ou presque partout, elle est annoncée par un fort ressaut du relief qui fait face à l'Ouest tandis que vers l'Est les pentes sont beaucoup plus lentes. Ces constantes ne suppriment pas cependant une très grande diversité selon les lieux.

Au Nord, le *Djebel Ala-Djebel Baricha* est un plateau triangulaire, coupé en deux dans le sens Nord-Sud par une petite plaine enclavée : la *plaine de Sardine.*

Il est relayé vers le Sud par *le plateau et la plaine d'Idlib.* Le plateau d'Idlib n'est que le revers de l'escarpement qui tombe sur le Rouj, il passe par l'intermédiaire de larges moutonnements à une plaine alluviale qui s'étend jusqu'à Térib au pied du plateau du Djebel Smane et dont les terres rouges font un vif contraste avec la couleur blanche des plateaux environnants.

Plateau et plaine d'Idlib laissent la place à leur tour au *Djebel Zaouiyé* qui atteint 935 m. au Nebi Ayoub. La vigoureuse dénivellation qui sépare ce plateau, du Rhâb, l'a empêché de passer inaperçu. Il est même habituel de lui faire jouer par rapport au Djebel Ansarieh, le même rôle que l'Anti-Liban joue par rapport au Liban. Cette assimilation du Djebel Zaouiyé et de l'Anti-Liban prête à confusion, celui-ci est sans aucun doute possible un magnifique anticlinal parfaitement délimité et terminé par

des plongées périclinales qui ne prêtent pas à contestation. Le Djebel Zaouiyé au contraire est sans lisières précises en dehors de sa façade sur le Rhâb et de celle beaucoup plus insignifiante sur le plateau et la plaine d'Idlib. Vers l'Est et surtout vers le Sud, il est malaisé de le borner d'une manière qui ne soit pas quelque peu arbitraire. En tout cas, rien dans sa configuration ne fait penser à une chaîne. Il n'est que le bord relevé du plateau intérieur.

Dans sa partie méridionale notamment, il se raccorde insensiblement avec la *cuvette d'Acharné,* vaste plaine elliptique tapissée de terrains meubles et d'alluvions dont le grand axe est Nord-Sud et dont le petit axe Ouest-Est est suivi par l'Oronte. Cette cuvette flanc-garde l'extrémité du Rhâb et le Djebel Ansarieh central. A l'Est, un ressaut assez vif quoique d'un faible dénivelé — la *pliure de Cheizar* — la sépare du plateau de Hama.

Le style des plateaux change complètement après la cuvette d'Acharné. De vastes étendues tabulaires réapparaissent mais sans qu'aucun accident notable ne les souligne d'une manière ou d'une autre comme c'était le cas au Nord.

Deux régions cependant se laissent bien distinguer : d'abord le *plateau de Massiaf ou du Nahr Saroute.* C'est un grand rectangle dont un des petits côtés s'appuie sur le Djebel Ansarieh et dont l'autre assure la transition avec le plateau de Hama ; — ensuite le *Waar* qui n'est qu'un grand champ basaltique au relief superficiel plus ou moins chaotique d'où le nom qui lui a été donné [1].

Malgré les réserves faites précédemment, cette deuxième série de reliefs montre, somme toute, des unités morphologiques assez bien individualisées. Ces unités aussi sont relativement nombreuses. Elles sont plus élevées au Nord qu'au Sud. Tout cela laisse présager une action des forces orogéniques plus vigoureuse que dans la région intérieure.

C. *Celle-ci qui constitue une troisième bande de reliefs est effectivement beaucoup plus calme et les différentes unités sont beaucoup plus vastes.*

---

[1] **14**, p. 5 : « Ce relief tourmenté du plateau basaltique lui a valu le nom très significatif de « Waar », ou région rocailleuse malaisée à traverser ».

Au Nord, la *plaine d'Idlib-Térib* dont il a déjà été question, monte insensiblement dans sa partie méridionale vers la *dorsale de Maaret en Noman*. Celle-ci n'est rien d'autre que la continuation vers l'Est de la culmination transversale du Djebel Zaouiyé qui sépare les bassins hydrographiques du Queiq et de l'Oronte.

Cette dorsale s'abaisse au Sud aussi lentement qu'elle montait au Nord et se confond d'une manière aussi progressive avec le plateau de Hama que le Djebel Zaouiyé avec la cuvette d'Acharné. L'individualité du *plateau de Hama* est cependant certaine. De Khan Cheikoun à Rastane, il est pratiquement horizontal. Il domine quelque peu la cuvette d'Acharné mais se trouve partout ailleurs en contre bas des régions avoisinantes : dorsale de Maaret en Noman, plateau de Massiaf, plateaux basaltiques. Il joue en outre un rôle de concentration hydrographique très caractéristique.

La *cuvette de Homs* lui fait suite au Sud. Elle commence par un plateau qui prolonge celui de Hama au delà de l'avancée que le Waar projette dans cette direction. Son centre est à peu près sur le lac de Homs. Elle peut être considérée à la fois comme la terminaison de la Bekaa ou comme la prolongation du *seuil Homs-Tripoli* entre Liban et Djebel Ansarieh et de la trouée de Hassié entre Anti-Liban et dorsale palmyrénienne.

Tous ces reliefs sont bordés à l'Est (au moins jusqu'au parallèle de Rastane) par des plateaux basaltiques subhorizontaux. Le travail de l'érosion les a découpés en plusieurs fragments et a fait saillir en corniche le bord des laves.

Au Sud, il commence par le minuscule *plateau de Rastane* situé sur la rive droite de l'Oronte. *Une série de buttes lui fait suite* et le raccorde avec la masse principale de la coulée volcanique au delà du couloir que l'Oronte a ouvert de Sélémiyé à Hama. Celle-ci s'étend sur 60 km. de long et 12 à 25 km. de large. Elle forme une table très vaste qui domine partout les régions voisines. A peu près en son centre, un oued [1] l'a divisé en deux et a séparé le *plateau de Sélémiyé* au Sud du *plateau d'Abou Douhour* au Nord.

[1] Cet oued ne porte pas de nom, aussi appellerons-nous la vallée qu'il a creusée : *vallée de Tlessiyé,* du nom d'un village qui se trouve à son entrée occidentale.

Après ce dernier, une large gouttière intervient. Elle est orientée N.O.-S.E. et elle est occupée par les marais de Madek où aboutit le Queiq et par les marais de Kharaitch où se termine le réseau de talwegs en provenance de la dorsale palmyrénienne. On peut lui donner le nom de *gouttière de Madek* car le seuil qui existe entre les deux marais est imperceptible et les premiers sont plus vastes que les seconds.

De nouveaux plateaux basaltiques : le *Djebel Hass* et le *Djebel Chbeit,* reprennent au Nord de cette dépression et se terminent sur la *gouttière d'Alep* et la *cuvette de Jabboul* qui en forme une annexe.

Grandes caractéristiques morphologiques de la Syrie intérieure. — La brève description qui précède a suffi à montrer que *les formes prédominantes de la Syrie intérieure sont toutes des formes tabulaires.* A part, le Djebel Oustani, et la gouttière du Bas Oronte, rien n'évoque à première vue un style plissé. Des escarpements rectilignes dont la dénivellation est parfois considérable donnent à penser que les failles et les versants de pliure [1] y jouent un grand rôle.

En dehors de ce caractère tabulaire, les points les plus frappants sont *l'allure de plus en plus calme des plateaux lorsqu'on progresse du Nord au Sud et de l'Ouest vers l'Est* et aussi *l'existence de grands accidents transversaux.*

Ceux-ci n'ont suscité jusqu'ici aucun intérêt de la part des géologues et des géographes. Ils sont pourtant très visibles même sur une carte au 1/200.000e, a fortiori sur le terrain.

Au Nord, la gouttière d'Alep qui va jusqu'à l'Euphrate est dans le prolongement de la plaine d'Idlib-Terib. Un peu plus au Sud, la dépression de Madek est sur le même alignement que la plaine précédente, que l'Amouk et le col de Beïlan. Sur son flanc méridional, cette dépression est flanquée par la dorsale de Maaret en Noman qui traverse le Djebel Zaouiyé et le plateau d'Abou Douhour.

Le Rhâb méridional forme à son tour avec la cuvette d'Acharné, le plateau de Hama et la vallée de l'Oronte jusqu'aux environs de Sélémiyé

[1] On appelle « pliure » un pli en genou dont la convexité est tournée vers le ciel, « contre-pliure » un pli semblable mais de sens inverse, « versant de pliure » la portion des couches située entre une pliure et une contre-pliure.

un alignement semblable. Phénomène qui se reproduit une nouvelle fois encore plus au Sud avec la trouée Homs-Tripoli, le bassin de Homs et la trouée de Hassié.

Ces accidents transversaux sont donc un trait capital du relief et ne peuvent être traités par prétérition dans une étude structurale et morphologique de la Syrie intérieure. On verra d'ailleurs qu'ils se révèlent très riches d'enseignement en ce qui concerne l'évolution de la Syrie.

1re Partie : ANALYSE RÉGIONALE

La présentation générale de la Syrie intérieure septentrionale a amené à y distinguer plusieurs séries de reliefs, alignées parallèlement du Nord au Sud.

Cette division peut servir de point de départ pour l'analyse régionale. On verra donc par conséquent successivement :

— la dépression du Rhâb et du Bas Oronte,
— la bordure du socle syrien,
— les plateaux et les plaines de l'intérieur.

§ 1. LA DÉPRESSION DU RHÂB ET DU BAS ORONTE [1] (PLANCHES I, II, III-A et B, V)

L'existence et l'originalité de cette dépression s'imposent immédiatement. C'est un des traits les plus marquants du relief, un des moins sujets à contestation tellement ses limites sont nettes de tous les côtés.

Avant d'en retracer l'évolution structurale et morphologique, il est nécessaire toutefois d'en étudier en premier lieu les bordures sans la connaissance desquelles il est impossible de comprendre son histoire.

I. Les bordures.

Que ce soit du côté du Djebel Ansarieh et du Kosséïr ou du côté du Djebel Zaouiyé et du Djebel Oustani, ces bordures sont d'une très grande netteté.

[1] **40**.

1° *La bordure occidentale.*

La description de cette bordure a déjà été faite en ce qui concerne tout le secteur où elle longe le Djebel Ansarieh [1].

L'analyse méthodique de la structure de cette montagne a montré que celle-ci était constituée par un très grand anticlinal dyssymétrique à noyau jurassique. Le versant occidental du Rhâb était donc formé, au moins à l'origine, par la retombée du Djebel Ansarieh en direction de l'Est.

Cette analyse a cependant mis en valeur également que les cassures avaient joué un rôle important, capital même, en certains endroits. Il est donc nécessaire avant de passer à l'étude de la partie septentrionale de la dépression de résumer brièvement les conclusions auxquelles on était arrivé en ce qui concerne le contact du Djebel Ansarieh et du Rhâb.

A. Le contact du Djebel Ansarieh et du Rhâb. — Ce contact s'opère d'abord à son extrémité méridionale par une faille transversale, la faille de Fakro, qui a cisaillé d'Est en Ouest la retombée du Djebel Ansarieh central et l'a fait disparaître en profondeur. De là, vient la netteté de la limite du Rhâb vers le Sud.

Cette faille pour importante qu'elle soit, n'a pas cependant l'envergure de la grande fracture que l'on a appelée fracture occidentale du Rhâb [2] qui se suit sur plusieurs dizaines de kilomètres depuis la faille de Fakro jusqu'aux environs de Djisr ech Chogour.

Pendant 21 km., elle représente une des plus grandes cassures du Proche-Orient. D'ech Chahta à en Naour, elle coïncide avec ce qui devait être l'axe anticlinal de la montagne et a provoqué l'engloutissement sous la dépression de tout le versant oriental du massif. L'escarpement qu'elle a suscité, est magnifique et demeure d'une très grande fraîcheur [3],

[1] **31** ; **34**, p. 197-206.

[2] De préférence à fracture orientale du Djebel Ansarieh ce qui risquerait de la laisser confondre avec la fracture libano-syrienne qui longe seulement les parties méridionale et centrale de ce massif.

[3] **34**, Planches photogr. Nos 1 et 2.

c'est une véritable muraille au tracé légèrement arqué qui domine partout les marais. Son rejet est considérable, égal au minimum à 1130-1330 m.; en réalité, il doit atteindre plus de 1500 m., peut-être même 2000 m. si l'on tient compte de l'épaisseur des couches qui surmontent le Jurassique et qui sont elles-mêmes recouvertes par des alluvions estimées par certains à plusieurs centaines de mètres.

Au Nord d'en Naour, cette fracture est moins évidente car elle a progressivement quitté le sommet de l'anticlinal pour venir s'installer au pied de son versant oriental réapparu petit à petit, ce qui explique le tracé arqué qu'elle affectait précédemment.

A Aïn Mechta Sirmana cependant, elle est à nouveau décelable. Les estimations faites pour évaluer son rejet montrent toutefois que celui-ci a diminué dans de très fortes proportions, il est seulement de l'ordre de 300-500 m. (ces chiffres représentant plutôt un maximum qu'un minimum). Cette constatation ne doit pas étonner, elle est la conséquence de la réapparition du flanc oriental de la montagne. Celui-ci reprenant toute son extension, le pendage des couches vers l'Est explique en grande partie le dénivelé entre la montagne et la dépression de telle sorte que le rejet ne peut qu'en être diminué d'autant.

De Aïn Mechta Sirmana jusqu'à la route Lattaquié-Alep, qui marque pratiquement la fin du Djebel Ansarieh, la fracture n'est pas évidente, le versant oriental de la montagne plongeant sous les alluvions du Rhâb au moyen d'une pliure qui en précipite la retombée [1].

B. Le contact du Kosséïr et de la dépression du Bas Oronte. — L'analyse que l'on avait donnée précédemment de la fracture occidentale du Rhâb, s'arrêtait en ce point, c'est-à-dire à la route Lattaquié-Alep. Celle-ci contourne la pointe Nord du Djebel Ansarieh et utilise les plateaux basaltiques de Djisr ech Chogour pour franchir la dépression, laissant ainsi le Rhâb au Sud et la dépression du Bas Oronte au Nord.

En réalité, le Djebel Ansarieh se poursuit, structuralement sinon morphologiquement jusqu'au Nahr el Abiad, situé à 4 ou 5 km. au Nord de la route. Son extrême pointe, contournée par cette rivière, montre

(1) 34, Planches photogr. Nos 1 et 2.

les calcaires durs de l'Eocène moyen plongeant sous les marnes de l'Eocène supérieur. A l'Ouest et à l'Est de l'ultime prolongement de l'axe anticlinal, la retombée se fait brusquement (Planche V, Coupe 7). A l'Ouest, il n'est pas douteux que cette retombée dont les pendages sont visibles ne se compliquent d'une faille au-dessus du village de Chorour el Qadim. A l'Est, c'est-à-dire en bordure de la dépression du Bas Oronte, il semble bien qu'il en soit de même ; une pliure très brusque est bien observable mais l'existence d'une faille n'en est pas moins probable quoique son rejet soit vraisemblablement très faible.

Toute hésitation disparaît après le Nahr el Abiad. De ce fleuve jusqu'au village de Louksine (soit sur 9 km.), aucune faille n'est plus visible. Le massif du Djebel Akra dans lequel venait plonger l'éperon terminal du Djebel Ansarieh, se raccorde très régulièrement avec la dépression du Bas Oronte par les couches marneuses du Vindobonien supérieur qui ont un pendage d'Ouest en Est (Planche V, Coupe 6).

Ce n'est qu'au village de Louksine que les choses se compliquent à nouveau (Fig. 1, III). Les argiles bleues du Plaisancien marin commencent à recouvrir les marnes du Vindobonien supérieur. La structure reste cependant la même. Les couches plaisanciennes très épaisses forment un immense versant qui descend depuis la crête Nord-Sud, suivie par la route Antioche-Qnayé (-Djisr ech Chogour) [550-750 m. d'altitude] jusqu'au fond de la dépression de l'Oronte.

Mais à la différence de ce qui se passait entre le Nahr el Abiad et Louksine, le versant du Kosséïr, laisse apparaître ici une faille longitudinale indubitable qui juxtapose Plaisancien à l'Ouest et Miocène à l'Est. Sur 4 km. 5 de Louksine au hameau de Ferri, situé sur la frontière syro-turque, cette faille a fixé le Nahr Boubline qui s'y est enfoncé de plus de 100 m. (Fig. 1, Coupes II et III). Le rejet de la faille est d'au moins 150 m. mais pourrait s'élever jusqu'à 300 m. du fait qu'une grande partie des couches plaisanciennes, déprimées à l'Ouest, sont invisibles. Son regard est tourné non pas vers l'Est mais vers l'Ouest, ce qui revient à dire que c'est le massif du Djebel Akra qui a été structuralement abaissé par rapport à la dépression du Bas Oronte.

A partir de Ferri, situé sur une crête transversale Ouest-Est (Fig. 1, I*b*, II), la faille n'est plus soulignée topographiquement que par quelques

éléments très courts de talwegs longitudinaux. Son existence est prouvée par la juxtaposition du Plaisancien et du Vindobonien, juxtaposition qui disparaît pendant quelques kilomètres entre les villages de Sahura et de Duniyé (le Plaisancien se trouvant des deux côtés de la faille) mais qui se retrouve une dernière fois pendant un court trajet au delà de ce dernier village.

Par la suite, toute trace de faille disparaît.

C. *En résumé,* il ressort de l'exposé des observations précédentes que *la bordure occidentale du Rhâb et de la dépression du Bas Oronte est constituée partout, au moins originellement, par la retombée du Djebel Ansarieh et du massif du Djebel Akra.* Dans celui-là, le versant est très raide et s'accélère encore plus dans le bas par une pliure très brusque ; dans celui-ci, l'on a affaire à un immense glacis — le Kosséïr — en pente lente vers l'Est.

Cette explication n'est cependant qu'une première approximation. Tout le long de la bordure du Rhâb et du Bas Oronte, des failles plus ou moins importantes apparaissent. Nul doute qu'on ne soit là en présence d'un très grand accident, même s'il s'interrompt par moments, que l'on a dénommé *la fracture occidentale du Rhâb* et qui se prolonge par *la fracture du Kosséïr.*

Cette fracture a son rejet maximum au-dessus du Rhâb méridional où il atteint 1.500-2.000 m. et où il a transformé toute la façade orientale du Djebel Ansarieh en un gigantesque escarpement de faille qui ne laisse plus voir aucune trace de l'ancien flanc de l'anticlinal.

Lorsque celui-ci se fait jour à nouveau le long du Rhâb septentrional, le rejet de la faille diminue et ne dépasse plus 300-500 m. Le long des plateaux basaltiques de Djisr et jusqu'au Nahr el Abiad, la fracture devient beaucoup plus douteuse mais demeure cependant probable, le rejet cependant ne peut être qu'assez faible. La fracture meurt donc progressivement jusqu'à disparaître au point exact atteint par l'extrême pointe du Djebel Ansarieh.

Pendant une dizaine de kilomètres, toute trace de cassure disparaît mais au delà de ce parcours, la fracture occidentale du Rhâb est relayée par la fracture du Kosséïr qui se trouve dans le même alignement. Le rejet de celle-ci est relativement faible — 200-300 m. — sa principale

singularité par rapport à la précédente vient de ce qu'elle a joué en sens inverse ; ce n'est plus ici le compartiment Est qui est abaissé mais le compartiment Ouest. Alors que la cassure du Rhâb a augmenté l'enfoncement de celui-ci au-dessous du Djebel Ansarieh, la cassure du Kosséïr a fait perdre au massif du Djebel Akra une partie de son altitude au-dessus de la dépression du Bas Oronte.

Dernier point à souligner, *la fracture du Kosséïr se termine bien avant l'Amouk dont la structure par conséquent ne lui doit rien.*

Enfin *la fracture du Kosséïr* présente l'immense avantage d'être bien datée. Elle *est de toute évidence post-plaisancienne,* postérieure même au relèvement du Plaisancien marin jusqu'à 700 m. d'altitude, c'est-à-dire à la dernière grande phase de plissement. En rigueur de terme, on peut nier que cette datation vaille aussi pour la fracture occidentale du Rhâb puisque celle-ci, tout en lui faisant suite, laisse entre elles un hiatus. D'autres arguments montreront qu'aucun autre âge ne peut être assigné à celle-ci et aussi, fait capital, qu'elle n'existait pas avant cette date [1].

2° *La bordure orientale.*

Cette bordure montre une originalité aussi grande que celle qui limite à l'Ouest le Rhâb et la dépression de l'Oronte.

A. Le long de la cuvette d'Acharné. — Comme elle bordait ou recoupait précédemment le versant oriental du Liban, depuis le coude du Litani au Sud jusqu'à la Bouqeïa au Nord, la fracture libano-syrienne se poursuit tout le long du Djebel Ansarieh méridional et central depuis la Bouqeïa jusqu'au village d'el Bared où aboutit la faille transversale de Fakro et où commence le Rhâb [2].

Au delà de ce village, toute trace s'en perd car on est là dans une zone alluviale très récente. Il est très frappant cependant de voir qu'elle est relayée, 3 ou 4 km. plus à l'Est et de l'autre côté de l'Oronte par une faille de même orientation qui dénivelle le lacustre de la cuvette d'Acharné. Celle-ci se termine en effet sur le Rhâb par un rebord de

---

[1] Voir *infra,* p. 118-119. [2] **27** ; **31** ; **34**, p. 205-207.

quelque 20 à 30 m. de hauteur qui se suit de manière continue depuis Acharné jusqu'à Qalaat el Moudiq (soit sur 17 km. de longueur). L'escarpement est très frais, il montre partout des pendages horizontaux ou en pente très légère vers l'Est tandis qu'il présente vers l'Ouest la tranche des couches. Aucune esquisse de plongée de celles-ci n'est discernable en direction du Rhâb. Aussi est-il difficile d'y voir autre chose qu'une faille, d'autant plus qu'à partir de l'incision qu'y opère le talweg en provenance de Aïn Baqallou (3 km. au Sud de Qalaat el Moudiq-Source N° 157 sur la Planche III-B), le Cénomanien commence à se faire jour à la base du lacustre avec une disposition semblable de ses couches.

De direction Nord-Sud mais légèrement incurvée vers l'Ouest dans sa partie méridionale, c'est-à-dire en direction d'el Bared, il est difficile de ne pas voir dans cette faille la prolongation de la fracture libano-syrienne.

B. Le gradin de Chouline. — Au Nord de Qalaat el Moudiq, le Djebel Zaouiyé commence à s'élever assez rapidement et forme un rebord abrupt sur le Rhâb. Durant les premiers kilomètres (exactement du kilomètre 1 au kilomètre 4,5 après Qalaat el Moudiq, c'est-à-dire jusqu'au point où la faille de Chouline aboutit au Rhâb), ce rebord est dû à une retombée des couches atteignant 40° et provoquée par une pliure située sur l'arête de l'escarpement. Le bas du versant donne l'impression d'être faillé mais sans qu'on puisse en faire la preuve d'une manière convaincante.

Passé ce point, la bordure du Djebel Zaouiyé continue à être formée par une pliure de grande envergure : les couches sont en pendage lent vers l'Est au sommet du plateau, horizontales sur un vaste replat de 1 km. de large qui se trouve à l'Ouest au-dessous de celui-ci et qui porte le petit village de Chouline, elles descendent enfin avec des pendages d'une vingtaine de degrés le long du versant qui sépare ce replat du Rhâb (Planche V, Coupes 13 et 12).

Le style faillé de cette bordure est cependant certain. Le replat de Chouline est un gradin de 15 km. de long, effondré au-dessous du plateau supérieur dont il est séparé par un mur de faille tout à fait

typique au pied duquel la carte géologique montre que s'est conservé un lambeau de calcaire nummulitique (Coupe 12)[1]. Sur le bord même du Rhâb, l'érosion a façonné à la base même du gradin de Chouline une terrasse — la terrasse d'el Houach[2] — qui se termine brusquement par un escarpement de 5 à 10 m. de haut et dont la piste suit partout le pied. Malgré son rejet très faible (au moins son rejet visible), l'existence d'une grande faille est tout aussi certaine ici qu'elle l'était le long de la cuvette d'Acharné ce qui prouve que la fracture libano-syrienne se poursuit au Nord jusqu'à Tell Amqiyé.

C. La coulée basaltique du Djebel Zaouiyé. — En ce point, les choses se brouillent car le flanc du Djebel Zaouiyé est recouvert de basaltes qui ont dévalé depuis le sommet du plateau jusqu'au Rhâb. Aucun phénomène semblable à ceux qui ont affecté le lacustre d'Acharné et la terrasse d'el Houach, n'est plus visible.

La nappe volcanique plonge cependant plus rapidement aux abords de la plaine qu'elle ne le faisait sur le versant du Djebel Zaouiyé. Rien dans la topographie ne suggère que les laves aient été faillées mais tout donne à penser qu'elles ont fossilisé un relief faillé. Ainsi s'expliqueraient l'accélération de leur pendage aux approches de la dépression et leur contact rectiligne avec celle-ci. Cette hypothèse est bien proche d'être une certitude si l'on constate grâce aux fenêtres que l'érosion a ouvertes jusqu'au substratum cénomanien que les basaltes ne forment qu'une mince pelliculle moulée sur les reliefs qu'ils ont fossilisés (Planche IV et Planche V, Coupe 11). A Qleïdine notamment, le manteau de laves a été déchiré au contact même de la plaine et les calcaires cénomaniens y apparaissent tout à fait comme un mur de faille au pied duquel se trouve une grosse source. Tout se passe comme si la terrasse d'el Houach se prolongeait sous la nappe volcanique avec sa banquette d'érosion et son mur de faille.

D. Le Djebel Zaouiyé nord-occidental. — Le village de Qleïdine marque en même temps un changement d'orientation de la bordure du Djebel

---

[1] **12**, carte géologique au 1/500.000e h. t. [2] Voir *infra*, p. 129-130.

Zaouiyé. De tracé Sud-Nord jusque là, il devient brusquement S.S.O.-N.N.E.

C'est d'abord une muraille de quelque 500 m. de commandement dont le dénivelé va s'atténuant lentement vers le N.-N.E., les couches plongeant longitudinalement dans cette direction. Le fait est patent car l'escarpement montre partout que les couches apparaissent par leur tranche. Aucune esquisse de pliure n'est observable jusqu'à Aïn Lejj Qibli. Il y a donc faille avec un rejet visible de 500 m. (Planche V, Coupe 10).

Cette interprétation est confirmée par ce qui se passe entre Aïn Lejj Qibli et Aïn Qoursaïne. Dans ce secteur long de 6 km., la muraille du Djebel Zaouiyé continue bien mais à ses pieds se développe un vaste demi dôme — le demi-dôme de Badriyé — aux pendages périclinaux (Planche V, Coupe 9). Il avance dans la plaine et montre la retombée du Djebel Zaouiyé vers l'O.N.O., retombée qui plus au Sud avait disparu sous les basaltes par suite de l'importance du rejet de la faille. Ce rejet au contraire est ici beaucoup plus faible puisque le sommet du demi-dôme de Badriyé n'est guère qu'à 150 ou 200 m. au-dessous du plateau supérieur.

La faille disparaît d'ailleurs immédiatement après car le plateau d'Idlib qui fait suite au Djebel Zaouiyé voit ses couches plonger vers le Rouj grâce à une pliure très vigoureuse qui ne passe nulle part à la faille [1].

E. La bordure de la dépression du Bas Oronte. — Laissant de côté pour l'instant la dépression du Rouj qui s'embranche ici sur le Rhâb, il suffira de quelques phrases pour caractériser la bordure orientale de la dépression du Bas Oronte. Elle est formée de bout en bout par le Djebel Oustani dont on verra qu'il est un anticlinal coffré. Aucune faille n'est observable à son contact avec la dépression du Bas Oronte ; seule s'y révèle une forte diminution des pendages qui très accentués sur le versant du Djebel Oustani deviennent beaucoup plus lents dans la dépression.

[1] Voir *infra*, p. 153.

F. En résumé, l'analyse de la bordure orientale du Rhâb permet d'arriver aux conclusions suivantes.

Cette bordure est due, au moins à l'origine, à une retombée des couches vers l'Ouest et l'O.N.O. Des pendages dans ces directions sont presque partout observables.

Les failles cependant jouent un très grand rôle. L'une d'elle, la faille de Chouline, a abaissé un gradin entier au-dessous du plateau supérieur dans le Djebel Zaouiyé méridional. Une autre, beaucoup plus longue sinon plus importante, existe au contact même de la montagne et du Rhâb. Elle se suit d'Acharné à Qleïdine et n'est autre que la fracture libano-syrienne qui longeait précédemment le Liban et le Djebel Ansarieh méridional et central.

Comment se continue-t-elle? et même se continue-t-elle au Nord de Qleïdine? Il est impossible de le dire d'après les faits immédiatement observables. Il ne semble pas en tout cas que la faille qui borde le Djebel Zaouiyé septentrional selon une direction S.S.O.-N.N.E. puisse être considéré purement et simplement comme sa suite. Le changement de direction à Qleïdine est trop brusque pour que cette interprétation soit vraisemblable.

La bordure orientale du Rhâb apporte en outre de précieuses indications sur l'âge à attribuer à la fracture libano-syrienne. Que celle-ci soit post-plaisancienne est déjà un fait acquis par l'étude du Liban et du Djebel Ansarieh puisqu'elle a partout affecté les basaltes plaisanciens de la trouée Homs-Tripoli. Son comportement dans le Rhâb permet de voir jusqu'à quelle époque, elle a joué. Or on a constaté *qu'elle recoupe le lacustre de la cuvette d'Acharné et la terrasse d'el Houach. Par contre, elle a été très vraisemblablement fossilisée par les basaltes descendus du Djebel Zaouiyé.* Ainsi s'établit une chronologie relative beaucoup plus poussée que celle qu'avait fournie la bordure occidentale.

L'analyse de ces deux bordures, étant faites, il reste à décrire maintenant l'évolution structurale et morphologique de la dépression elle-même.

II. L'évolution structurale et morphologique de la dépression.

Les pages précédentes ont déjà permis de se faire une idée approchée de l'évolution structurale et morphologique du Rhâb et de la dépression

de l'Oronte, au moins dans ses premières phases, il reste à préciser celle-ci et à en poursuivre la description jusqu'à l'époque actuelle.

1° *Paléogéographie de la dépression.*

Aucune trace de craie sénonienne n'a été signalée dans le Rhâb. Il ne découle pas de ce fait que cet étage n'y ait jamais existé. L'étude du Djebel Zaouiyé montrera en effet qu'une importante phase de dénudation s'est déroulée avant la transgression nummulitique. Dans ces conditions, il est très probable que la mer sénonienne qui avait largement entouré le Djebel Ansarieh et recouvert le Djebel Zaouiyé, s'était étendue aussi sur le Rhâb.

La présence des calcaires nummulitiques confirme cette hypothèse. Ceux-ci ont en effet presque toujours la même extension que la craie sénonienne or il n'est pas douteux qu'ils aient existé dans le Rhâb où l'on en retrouve des petits lambeaux.

Par contre, *l'Oligocène et le Burdigalien sont inconnus ici comme c'était déjà le cas dans tous les massifs levantins.* Cette période correspond partout à une exondation très marquée. Les montagnes apparues à la fin du Crétacé, ceinturées à nouveau étroitement par la transgression lutétienne, émergent cette fois-ci beaucoup plus largement encore. Avec elle, *la structure se dessine d'une manière encore plus nette.*

Cette constatation s'impose quand on considère les territoires envahis par la transgression vindobonienne. A la différence des précédentes qui étaient encore générales et qui ne respectaient que les plus hauts massifs transformés en îles, cette transgression ne se propage que dans la partie la plus septentrionale de la Syrie et aux abords de l'Euphrate. Toute la Syrie intérieure au Sud du Djebel Zaouiyé reste exondée. *Dans la région qui nous occupe, la mer vindobonienne se relie à la Méditerranée par deux couloirs : celui de l'Oronte d'Antioche au Nord et celui du Bas Oronte-Nahr el Kebir un peu plus au Sud.* Ce dernier joignant la dépression de l'Amouk au golfe de Lattaquié. *Il est extrêmement frappant de constater qu'aucun dépôt de cet âge n'existe dans le Rhâb* et il n'y a aucune raison de penser que cette carence soit due comme pour le Lutétien à une phase de pénéplanation postérieure.

Une conséquence capitale découle de ce fait : *Le Rhâb n'existait pas au Vindobonien* sans quoi la mer de cette époque qui avait largement pénétré au Nord n'aurait pas pu ne pas s'y insinuer pour y dessiner un golfe étroit et profond.

Cette situation se continue au Pontien bien que le Rhâb sous sa forme actuelle ait été parfois daté de ce moment. *Le comportement de la transgression plaisancienne ne laisse en effet aucun doute à ce sujet;* la mer avance alors selon le même axe qu'au Vindobonien; c'est-à-dire d'un côté par le golfe de Lattaquié et de l'autre par l'Amouk et la dépression du Bas Oronte, les deux golfes cependant ne se rejoignent plus le long du Nahr el Kebir.

L'absence des argiles bleues plaisanciennes dans le Rhâb alors qu'elles se sont abondamment déposées à son entrée est inexplicable dans l'hypothèse d'une ouverture de la dépression au Pontien. *Le Rhâb ne peut donc être que post-plaisancien, post-astien même* car dans la région du Bas Oronte, ce dernier étage est bien représenté [1] (Fig. 1, Ia).

Dire cela n'équivaut pas à affirmer que le Rhâb n'ait pas été esquissé d'une manière ou d'une autre avant le Pliocène et même dès la fin du Crétacé. L'étude des bordures a déjà laissé deviner que le Rhâb devait une grande partie de sa structure à de grandes fractures qui sans aucun doute possible sont post-plaisanciennes mais a montré aussi que celles-ci s'étaient superposées à une gouttière synclinale.

Ce dernier point demande à être précisé.

2° *La structure ancienne de la dépression.*

Cette structure se lit toujours clairement dans la dépression du Bas Oronte depuis l'Amouk jusqu'à Djisr ech Chogour. Elle correspond à un ample berceau synclinal qui se relève lentement à l'Ouest dans le Kosséïr, plus rapidement à l'Est dans le Djebel Oustani. Quoique les traits secondaires soient différents, cette dépression est de la même famille que la Bekaa. Il s'agit d'un synclinal à grand rayon de courbure encadré par le Djebel Akra et le Djebel Oustani. Il est parfaitement régulier à l'exception du petit dôme

[1] 12.

elliptique de Kafer Dibbine qui en accidente le fond un peu au Nord de Djisr ech Chogour.

Vers le Nord, le synclinal du Bas Oronte s'évase et s'ouvre largement sur l'Amouk, exactement comme la Bekaa le fait sur la cuvette de Homs. *Au Sud, il se prolongeait par le Rhâb et se prolonge toujours par celui-ci car les traits de la structure ancienne sont bien loin d'avoir disparus.* Il ressort en effet de l'analyse de la bordure du Djebel Zaouiyé que les couches subhorizontales de ce plateau plongent dans sa direction par une pliure brusque et rectiligne qui rappelle celle de l'Anti-Liban le long de la Bekaa. Du côté opposé, la retombée de l'anticlinal du Djebel Ansarieh est parfaitement représentée jusque vers le milieu du Rhâb ; si elle disparaît dans la partie méridionale, c'est pour reprendre avec une largeur accrue au delà de la faille transversale de Fakro.

A la pointe Sud du Rhâb, le versant oriental du Djebel Ansarieh s'étend donc jusqu'à la fracture libano-syrienne qui commence alors à le limiter du côté du Djebel Zaouiyé. *Par conséquent, abstraction faite des fractures, le Rhâb est un synclinal qui fait suite à celui du Bas Oronte et qui se ferme au Sud.* La cuvette d'Acharné lui est juxtaposée, elle n'en est pas le prolongement ; on verra d'ailleurs qu'elle est apparue très tard et se raccorde à des accidents bien différents.

De la verticale d'Acharné à l'Amouk, *le Rhâb et la dépression du Bas Oronte ne formaient qu'une longue gouttière, fermée au Sud, largement ouverte au Nord.* Le fait que les transgressions vindobonienne et plaisancienne n'aient pénétré que dans son extrémité septentrionale, prouve que ce synclinal avait un profil longitudinal incliné dans le même sens. Il ne représentait qu'un gondolement déprimé entre le Djebel Ansarieh et le Djebel Zaouiyé et d'une ampleur moindre que celui qui séparait Djebel Akra et Djebel Ansarieh le long du Nahr el Kebir par où la mer vindobonienne a passé.

Aucune observation directe ne permet de dater l'apparition de ce synclinal. Cependant son importance et sa position lui assignent le même âge que celui des massifs qui l'encadrent. Il s'est donc formé au cours des premières phases orogéniques (Turonien, Eocène inférieur, Oligo-burdigalien) qui ont donné naissance à ceux-ci.

3° *L'effondrement du Rhâb.*

Du point de vue proprement géographique, les observations et interprétations précédentes demeurent très en deçà de l'explication du paysage actuel. Pour le Rhâb au moins, sinon pour la dépression du Bas Oronte. *La structure d'aujourd'hui est très différente de celle de l'époque anté-plaisancienne.* On n'est plus en effet en présence d'un synclinal haut perché mais en face d'un fossé profondément excavé entre deux montagnes aux parois très raides.

C'est que sont intervenus après la dernière phase de plissement qui a suivi le Plaisancien et qui en a porté les dépôts à 700 m. d'altitude, des effondrements considérables. La fracture libano-syrienne a provoqué l'abaissement de la partie occidentale du Djebel Zaouiyé, abaissement qui se réalise même dans celui-ci par un gradin, phénomène assez rare dans les montagnes levantines. La fracture occidentale du Rhâb a cisaillé le flanc Est du Djebel Ansarieh et l'a précipité en profondeur jusqu'à le faire disparaître.

L'analyse des rejets a montré que ceux-ci étaient maximum dans le Rhâb méridional où l'effondrement a atteint une ampleur considérable tandis qu'ils ne cessaient de diminuer vers le Nord pour s'inverser même dans le Kosseïr de telle sorte que le fossé reprend progressivement son allure synclinale.

La structure et le relief post-plaisanciens montrent donc un renversement complets par rapport à ceux de l'époque précédente. D'un long berceau synclinal en pente vers l'Amouk, l'on est passé à une dépression faillée dont l'ombilic est centré sur la partie la plus méridionale du Rhâb. Contrairement à ce qu'on a dit souvent, ce n'est pas la nappe basaltique de Djisr ech Chogour qui a donné naissance aux marais mais les mouvements tectoniques, la présence de la nappe n'a fait tout au plus que retarder un tout petit peu la remontée de l'érosion et le drainage de la dépression.

Désormais la dépression est acquise. La période qui suit est celle de son remplissage.

4° *Le grand lac du Rhâb.*

La nouvelle structure était favorable à des épisodes lacustres puisque la dépression avait son creux le plus prononcé dans le Sud.

Deux de ces épisodes y sont effectivement connus : le premier s'est étendu à toute la dépression et même à la cuvette d'Acharné (lacustre inférieur), le second n'a intéressé que la surface actuelle des marais (lacustre supérieur).

A. *Le lacustre inférieur.*

Déjà signalé par Blanckenhorn, il a été repéré et cartographié par L. Dubertret. Plus récemment, C. Voûte [1] et le Rapport d'Aménagement du Rhâb [2] ont signalé à sa base la présence de poudingues et ont donné de nouvelles précisions à son sujet.

Ce lacustre se retrouve sur 100 km. de longueur depuis le village de Sahura (Turquie) jusqu'au plateau de Massiaf.

Vers Sahura, c'est « un calcaire crayeux lacustre» qui se suit « vers le Sud, le long de la vallée de l'Oronte, jusqu'à Djisr ech Chogour» [3]. — A Kfeir et à Djisr, le Rapport le décrit comme une alternance de marnes sableuses jaunes, de marnes blanches ou grises avec de petites couches calcaires jaunes ou blanchâtres, friables et poreux avec Hydrobia et Gastéropodes. — De même à Qastoun, en un point où il n'avait pas été signalé antérieurement, le même Rapport parle de marnes sableuses jaunes blanches ou grises, avec des intercalations de calcaires marneux. — Il présente encore les dépôts de la cuvette d'Acharné comme des marnes sableuses, grises, blanches, jaunes ou rouges; des argiles sableuses; des marnes avec interstratifications de calcaires marneux blancs, gris, quelquefois jaunes.

Le Rapport ajoute enfin qu'au Sud de Nahr el Bared on voit des conglomérats de 250-300 m. d'épaisseur pris dans une matrice rouge qui appartiennent probablement à la base de ce lacustre. Il signale des poudingues semblables qui sortent de sous les basaltes à Tell Amqiyé. Il note en dernier lieu que le lacustre repose sur le substratum érodé [4].

L'attribution des dépôts dont il vient d'être question à un même épisode lacustre est donc admise par les géologues qui les ont analysés et

(1) **36**, p. 194.
(2) **16**.
(3) **12**, p. 64.
(4) **36**; **16**. Nous avons eu connaissance de l'existence de ces poudingues qu'après nos recherches dans le Rhâb et nous n'avons pu faire de vérifications personnelles.

cartographiés et elle semble effectivement aller de soi. La position des poudingues est plus sujette à caution mais leur place à la base des dépôts précédents est vraisemblable et peut être acceptée provisoirement en attendant de nouvelles observations.

L'épaisseur de ce lacustre est sensiblement uniforme : 100 m. environ dans la cuvette d'Acharné; 60 m. à Kfeir et à Djisr.

Sa surface de base est à des altitudes variables. Au contact du plateau de Massiaf, elle est à 230-240 m.; au passage de l'Oronte à moins de 180 m.; au Nord de la cuvette d'Acharné à 300-310 m. Dans le lambeau de Qastoun, elle se trouve au pied du dôme de Badriyé (bord du Djebel Zaouiyé) à 220-240 m. et plonge vers l'Ouest au-dessous de 180-190 m. pour s'enfoncer sous le Rhâb. A Kfeir, cette même surface est vers 150 m.; à Djisr, à 130 m. dans la gorge de l'Oronte. Par contre elle se relève jusqu'à 300 m. environ dans la région de Qenayé à l'Ouest du dôme de Kafr Dibbine. A Sahura qui en marque l'extrémité septentrionale, elle est à 350 m.

La configuration superficielle de ce lacustre est très caractéristique. Il s'est manifestement déposé en fonction de la structure et du relief actuels. Dans la cuvette d'Acharné, il borde très exactement à l'Est la pliure de Cheizar. Dans le Rhâb, il se trouve à Qastoun au pied du Djebel Zaouiyé. De même dans la dépression du Bas Oronte, il est toujours situé sur la lisière du Djebel Ansarieh et du Kosséïr, à l'Est de la fracture occidentale du Rhâb et de celle du Kosséïr et jamais à l'Ouest.

Sa datation paraît donc simple. Il ne peut être que postérieur aux plissements et aux effondrements qui ont suivi le Plaisancien. Autant dire qu'il est de l'extrême fin du Pliocène ou plus probablement du Quaternaire.

L. Dubertret lui ayant cependant attribué un âge pontien, sa datation demande à être discutée plus en détail.

B. *Age du lacustre inférieur.*

Dans différentes publications [1], L. Dubertret a daté le lacustre inférieur du Rhâb, du Pontien.

Cette datation suppose nécessairement que le Rhâb et la cuvette d'Acharné aient déjà existé dans l'essentiel de leur structure et de leur relief actuels dès cette époque.

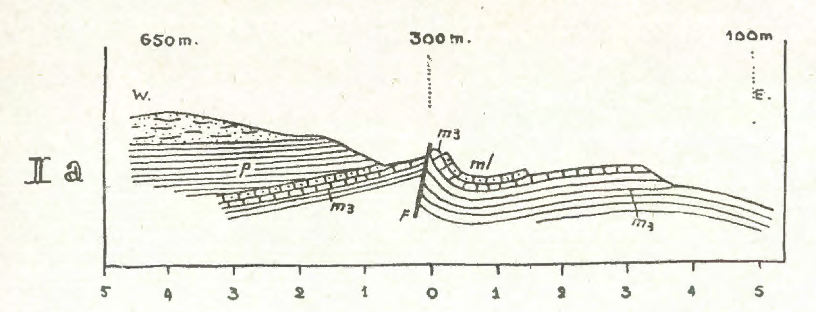
(1) **6**; **9**, p. 41-42; **12**.

Après ce que nous avons dit précédemment, cette constatation se heurte à des difficultés qui nous paraissent inextricables. Si le Rhâb et la cuvette d'Acharné existaient au Pontien, comment concevoir que la transgression plaisancienne n'y soit pas entrée et n'y ait pas laissé de dépôts? Comment expliquer aussi que la grande coulée volcanique qui s'est produite à la même époque depuis le Djebel Helou ne s'y soit pas déversée? Comment rendre compte du fait que le lacustre inférieur ne déborde jamais si peu que ce soit (à l'exception du cas de Sahura sur lequel on va revenir) la base des reliefs et ne se retrouve jamais sur le côté externe des fractures? Comment rendre compte enfin que le lacustre, même s'il est fortement gauchi, soit resté dans l'ensemble subhorizontal alors que le Plaisancien qui le surmonte a enregistré les déformations considérables de la dernière période orogénique?

Ces questions semblent réellement insolubles si l'on rapporte le lacustre inférieur au Pontien, c'est-à-dire avant la dernière grande phase de plissement et d'effondrement, et non pas au Quaternaire comme l'idée en vient naturellement. Il est donc nécessaire d'examiner de près les arguments que L. Dubertret donne en faveur de cet âge pontien. Ils sont résumés dans le texte suivant qui appartient à la publication la plus récente de l'auteur dans laquelle il soit question du lacustre du Rhâb [1].

« Dans le bas Kosséïr, les marnes vindoboniennes sont couronnées par un banc calcaire, dont ne subsistent que des lambeaux. Ces marnes disparaissent à l'Est sous un vaste pays marneux gris, pliocène. Elles reparaissent, couronnées par le banc calcaire, dans la vallée de l'Oronte, à l'Ouest de Derkouch, près du hameau de Sahura (à la limite Sud de la feuille d'Antioche). Le calcaire est bréchique, il contient des moules internes de *Pectunculus, Cardium, Ancillaria*. Il supporte un calcaire crayeux lacustre à *Helix* (*Plebecula*) *ramondoides* Roman (Roman, 1940, p. 385-386). Ce lacustre émerge, avec son support calcaire, d'au-dessous le Pliocène marin; il représente la fin du cycle miocène (Fig. 12). Nous l'avons suivi vers le Sud, le long de la vallée de l'Oronte, jusqu'à Djisr ech Choghour, où il s'enfonce sous une nappe basaltique, et avons ainsi

[1] **12**, p. 64.



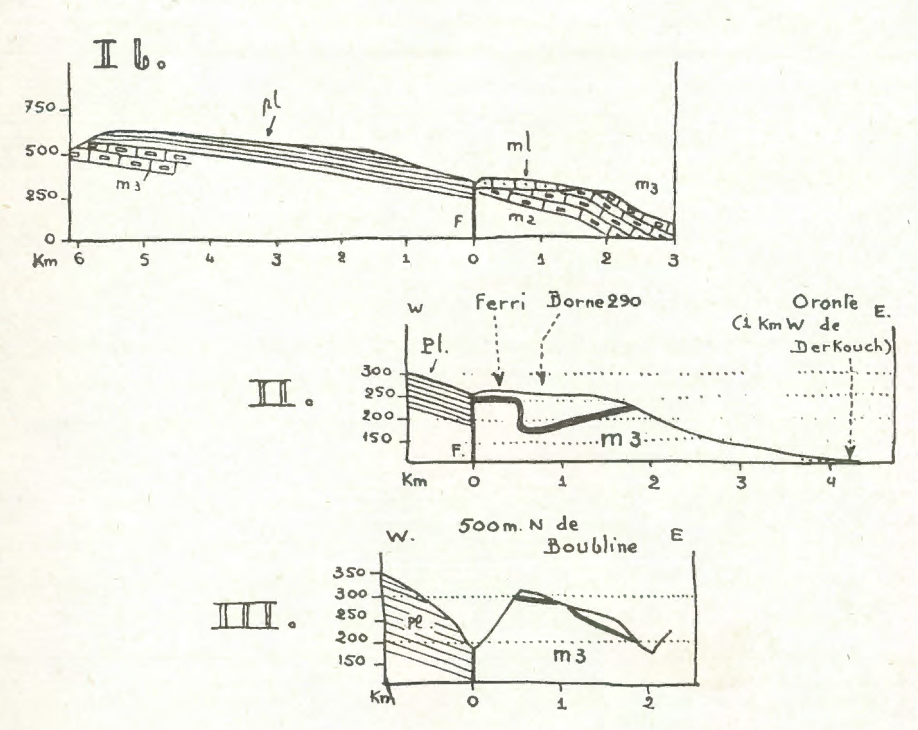


Figure 1. — Le contact du Kosséïr et de la dépression du Bas Oronte.

Coupe I a : reproduction de la figure 12 de L. Dubertret (Notes et Mémoires, Tome VI, p. 65).

Légende de cet auteur :

m^3 — Vindobonien : marne claire couronnée par un banc calcaire bréchique à moules internes de *Pectunculus, Cardium, Ancillaria* sp.

ml — Calcaire crayeux lacustre à *Helix* (*Plebecula*) *ramondoïdes* Roman.

p — Plaisancien : marnes argileuses grises à *Strombus coronatus* Lmk, passant vers le haut à des grès tendres ocre clair.

Coupe I b, II, III.	*Trait noir* — Banc calcaire.
m^2 — Vindobonien inférieur.	*Pl* — Plaisancien.
m^3 — Vindobonien supérieur.	*F* — Faille du Kosséïr.

établi l'âge miocène de ces terrains, que M. BLANCKENHORN avait attribués au Pliocène.»

Les arguments de ce texte peuvent se résumer de la manière suivante :

a. Le calcaire crayeux lacustre surmonte les marnes vindoboniennes.

b. Ce calcaire contient un fossile : *Helix* (*Plebecula*) *ramondoides* ROMAN.

c. « Ce lacustre émerge, avec son support calcaire, d'au-dessous le Pliocène marin ; il représente la fin du cycle miocène (Fig. 12).» Cette figure 12 est reproduite ici dans la figure 1, coupe I*a*.

d. Ce lacustre se poursuit jusqu'à la région de Djisr où il s'enfonce sous les basaltes. Ce passage sous les basaltes semble être donné aussi, quoique le texte ne paraisse pas très clair sur ce point, comme un argument supplémentaire. L. Dubertret attribue en effet les basaltes de Djisr ech Chogour au Pliocène comme le montre le signe βp qui les accompagne sur toutes ses cartes.

Le premier argument (*a*) ne fait pas difficulté. Il établit seulement l'âge post-vindobonien du lacustre.

Le deuxième (*b*) auquel l'auteur ne paraît pas attacher une importance particulière, n'est pas suffisant en effet à lui seul à établir l'âge pontien de la formation. Le fossile cité est en effet une *species nova* et aucun autre fossile caractéristique du Pontien n'est cité avec lui. Sa signification même est d'ailleurs difficile à préciser. F. Roman qui l'a déterminé, écrit en effet à son sujet : « Position stratigraphique du gisement de Chakhoura. Il semble bien qu'il soit possible de rapporter ce niveau au Tortonien, plutôt qu'au Pontique. La présence d'une forme du groupe de *H. Ramondi* tend à donner un cachet ancien à ces assises. Jusqu'ici on n'a jamais signalé de forme de ce groupe dans le Pontique, tandis qu'il a été signalé dans le Miocène de l'Aquitaine, à un niveau moins élevé il est vrai» [1].

Le quatrième argument (*d*) n'est pas décisif non plus. Le lacustre n'est pontien que si les basaltes de Djisr sont eux-mêmes plaisanciens.

[1] F. Roman. Listes raisonnées des faunes du Pliocène et du Miocène de Syrie et du Liban — Notes et Mémoires, publiés sous la direction de M. Louis Dubertret — Tome III, Etudes paléontologiques, p. 386.

Rien cependant n'amène à les considérer comme faisant partie de cette époque et tout au contraire pousse à les attribuer au Quaternaire [1].

Reste le troisième argument (*c*) qui, lui au contraire, peut être réellement décisif car il ne fait aucun doute que le lacustre est pontien s'il s'enfonce sous les argiles bleues plaisanciennes du Kosseir à l'Ouest de la grande faille qui recoupe cette région. L. Dubertret donne de ce phénomène une « coupe schématique» (**12**, p. 64, Fig. 12, reproduite ici Fig. 1, Coupe I*a*).

Il ne nous a pas été possible malheureusement de vérifier cette coupe sur place car elle se localise depuis 1938 en territoire turc, à proximité immédiate de la frontière, c'est-à-dire dans de très mauvaises conditions d'étude. Nous avons pu cependant examiner cette région du côté syrien près du hameau de Ferri à 3 ou 4 km. au Sud de Sahura dans un lieu où les phénomènes sont disposés de la même façon. Cela ne supprime pas la nécessité d'aller un jour examiner à nouveau les faits à Sahura même mais permet cependant de présenter déjà les remarques suivantes.

La coupe de L. Dubertret est donnée comme « schématique» et demande par conséquent à être prise plus comme une illustration des faits énoncés dans son texte que comme une coupe topographique et structurale précise. Elle nous est apparue cependant comme trop schématique, aussi l'avons-nous redessinée d'après la carte topographique au 1/200.000^e^, la carte géologique à la même échelle [2] et les observations que nous avons faites dans la région (Fig. 1, Coupe I*b*).

La seule différence notable pour l'objet qui nous occupe présentement est de montrer que le Plaisancien n'est pas en pente vers l'Ouest mais vers l'Est. Il découle de ce fait que les ravins très profonds qui entaillent l'immense glacis du Kosséïr ont dû faire apparaître la surface de base des argiles bleues plaisanciennes (et avec elles, la couche lacustre pontienne sous-jacente) dans des conditions optimum. Les ravins en effet ne peuvent que la laisser apparaître sur une très longue distance le long de leurs versants. Les conditions d'observation sont donc très favorables.

[1] **30** ; voir aussi *infra*, p. 133-134.
[2] **12**, feuille géologique d'Antioche au 1/200.000^e^.

Or c'est ici que gît la difficulté maximum des faits présentés par L. Dubertret : *le lacustre qui est donné sur sa coupe comme s'enfonçant au moins jusqu'à 3 km. à l'Ouest de la faille du Kosséïr*[1] *n'apparaît jamais sur les cartes géologiques qu'il donne de cette région le long des ravins qui découpent le Plaisancien.* Au contraire, les argiles bleues sont montrées comme bordant la faille aussi bien dans les crêtes qui servent d'interfluves qu'au passage des ravins, ce qui montre que la surface de base du Plaisancien n'est jamais atteinte à l'Ouest de la faille, phénomène auquel on pouvait d'ailleurs s'attendre puisque c'est le compartiment Ouest (le Kosséïr) qui est structuralement affaissé par rapport au compartiment Est (la dépression du Bas Oronte).

La coupe schématique de Sahura et la carte géologique au 1/200.000^e de cette région ne nous paraissent donc pas pouvoir s'accorder.

Pour nous être servi constamment depuis 20 ans des cartes de L. Dubertret, nous nous sommes aperçu que, les tracés de faille exceptés, les levers de cet auteur étaient impeccables et nous ne pensons pas que l'apparition du lacustre le long des ravins du Kosséïr ait pu lui échapper. Il ne nous est pas possible d'en dire autant de ses coupes. Aussi dans le cas présent et jusqu'à ce qu'il soit possible d'étudier à nouveau sur le terrain la coupe de Sahura, nous préférons suivre les levers géologiques de L. Dubertret de préférence à sa coupe.

L'examen de la région située immédiatement au Sud de Sahura suggère une explication possible de ce qui a pu amener L. Dubertret à placer le lacustre sous le Plaisancien.

Le long du ravin transversal situé au-dessous de Ferri, le banc calcaire qui supporte le lacustre est nettement visible. Il fournit un excellent repère pour observer le comportement des couches. Or il apparaît comme nettement contorsionné au voisinage de la faille (Fig. 1, Coupe II). Celle-ci en jouant a reployé le matériel marneux ou argileux très plastique du Vindobonien supérieur et du Plaisancien aux abords de la fracture. Il n'est pas impossible qu'à Sahura le foirage des couches ait été plus intense encore et qu'un paquet de Plaisancien ait recouvert localement le lacustre?...

[1] C'est nous qui avons rajouté le kilométrage sur la figure 1, coupe I a.

Quoiqu'il en soit de cette hypothèse, devant les difficultés inextricables dans lesquelles on tombe si on assigne un âge pontien au lacustre nous conclurons jusqu'à plus ample informé que le lacustre inférieur du Rhâb est post-orogénique, c'est-à-dire Quaternaire[1].

C. *Conclusions.*

Le Rhâb, après les effondrements post-plaisanciens qui lui ont donné naissance, a donc été occupé par un grand lac depuis Sahura jusqu'au plateau de Massiaf sur 100 km. de longueur. Les limites de ce lac sont faciles à discerner de tous les côtés, sauf au Nord où la dépression du Bas Oronte se poursuit présentement de manière régulière jusqu'à l'Amouk. Il faut donc supposer qu'à cette époque, il existait entre l'Amouk et Sahura un relèvement de la dépression qui en faisait un bassin fermé.

Ce lac englobait aussi la cuvette d'Acharné qui était donc apparue à ce moment.

Le profil longitudinal se relevait donc nettement à ses deux extrémités. La structure et le relief ont gardé quelque chose de cet ancien état de choses comme on l'a vu par l'analyse des cotes de la surface de base du lacustre qui est à 350 m. à Sahura, à 220-240 m. à Qastoun, à 300-310 m. au Nord de la cuvette d'Acharné.

Ce profil donne déjà à penser qu'il y a eu des déformations post-lacustres qui sont amplement prouvées par ailleurs du fait que la fracture libano-syrienne a dénivelé les dépôts du Rhâb par rapport à ceux de la cuvette d'Acharné. Elles s'infèrent aussi du plongement transversal très rapide de ces mêmes dépôts qui vont s'enfouir sous les couches plus récentes du Rhâb qu'on estime à plusieurs centaines de mètres.

Ce lacustre inférieur a en outre fossilisé une topographie érodée et a succédé aussi très vraisemblablement aux poudingues de Bared et de Tell Amqiyé. Ceux-ci seraient donc villafranchiens, contemporains des grands mouvements orogéniques qui avaient déclenché une vague d'érosion dans la région du Rhâb.

C'est en fonction du grand lac du Rhâb qu'a dû se former la banquette d'érosion d'el Houach qui s'étend sur 10 km. de longueur au pied du Djebel Zaouiyé depuis le village de Houaïz jusqu'à Tell Amqiyé. Sa largeur se

[1] 40.

tient entre 200 et 500 m. Son profil transversal est subhorizontal du côté du Rhâb mais se relève vers l'Est pour se raccorder par une concavité très régulière avec le flanc de la montagne dans lequel elle dessine de très légers golfes au passage des talwegs. Recouverte par une pelliculle d'un ou deux mètres de produits détritiques enrobés dans de la terre, elle a conservé des formes très fraîches et n'est que légèrement entaillée de place en place par les talwegs qui descendent du gradin de Chouline. La banquette d'érosion d'el Houach est donc une terrasse lacustre.

Limitée maintenant au Nord par la nappe basaltique descendue du Djebel Zaouiyé, cette terrasse se poursuit d'une manière très probable sous le revêtement de laves très mince qui affecte le même profil transversal. Elle se suivrait donc non pas sur une dizaine mais sur une quinzaine de kilomètres. Une de ses caractéristiques les plus importantes est qu'elle est recoupée de bout en bout par la fracture libano-syrienne, ce qui paraît bien expliquer en même temps *le glacis qui s'étend en ces lieux tout le long du bord oriental du Rhâb*. Contrairement en effet à ce qui se passe sur le bord Ouest de celui-ci où les marais ne sont séparés du Djebel Ansarieh que par des cônes de déjection et sont même parfois accolés à la montagne, le bord Est ne possède pas de cônes de déjection. Les talwegs en effet ne font que dévaler la muraille du Djebel Zaouiyé, beaucoup moins haute et beaucoup moins large que celle du Djebel Ansarieh, ils n'ont pratiquement pas de bassins hydrographiques et partant pas de matériel à transporter.

Dans ces conditions, l'existence d'un grand terre-plein de 1 à 3 km. de large entre les marais et la fracture libano-syrienne pose un problème. Il est difficile de l'observer car il est partout recouvert de terre ou de produits détritiques qui en cachent la surface. Celle-ci ne semble pas cependant être très loin sous les alluvions et tout donne à penser qu'il n'était que la suite de la terrasse d'el Houach qui se trouve déprimée par la fracture libano-syrienne [1].

[1] Ce terre-plein a joué un grand rôle dans la géographie humaine de la région. La grande voie de circulation Nord-Sud de la région l'a utilisé jusqu'à l'époque arabe et des milliaires romains s'y voient de place en place. Apamée (Qalaat el Moudiq), la capitale des Séleucides, en commandait le passage.

5° *Le petit lac du Rhâb.*

Au grand lac précédent, a succédé un second lac aux dimensions beaucoup moins vastes.

Son existence est prouvée par les dépôts qu'il a laissés. Le Rapport d'aménagement du Rhâb décrit ceux-ci comme des marnes grises plastiques avec interstratifications de dépôts de tourbe et quelquefois de boue calcaire plastique blanche. De nombreuses couches sableuses fines ou extrêmement fines dans lesquelles se trouvent des particules basaltiques, s'y voient également. Le Rapport estime son épaisseur à plusieurs centaines de mètres. Partout où ses relations avec le lacustre précédent sont observables, ce lacustre apparaît comme lui étant superposé.

Son âge ne peut donc être que quaternaire.

Son extension est beaucoup plus réduite que celle du lacustre inférieur. Il est inexistant dans la cuvette d'Acharné et dans la dépression du Bas Oronte. Il ne se montre que sur les bords même du Rhâb de telle sorte qu'on peut inférer que les limites du petit lac n'ont jamais dû déborder beaucoup celles du marais actuel.

L'épaisseur des dépôts laissés par ce lac montre que la subsidence du Rhâb n'a pas cessé de jouer.

6° *Les épanchements basaltiques.*
(Planche IV)

La présence de grains basaltiques dans le lacustre supérieur montre que le volcanisme s'était réveillé au moment où celui-ci se déposait.

Les phénomènes éruptifs prennent toute leur ampleur dans la période suivante [1] et ont donné naissance à une nappe basaltique qui est évidemment un des premiers traits géologiques et géographiques qui ont été signalé. Cette nappe a été datée jusqu'ici du Pliocène à l'exemple de la majorité des coulées syriennes mais sans qu'aucune justification

[1] 30.

de cet âge n'ait été donnée. Fait plus curieux : aucun appareil volcanique n'a jamais été signalé alors qu'il s'en trouve toute une série à proximité immédiate de la grande route Lattaquié-Alep.

A. Les appareils volcaniques. — C. Voûte est le premier qui ait suggéré récemment qu'un volcan ait pu se trouver dans cette région. Il a noté aussi la présence de cendres, de scories et de bombes dans le voisinage de Kfeir [1].

En réalité, *on n'y compte pas moins de sept appareils*. Les dernières pentes du Djebel Oustani en comportent trois : la cote 507 (près du village de Bzeïte), la cote 462 à l'Est du hameau d'el Mchaïrfé et la colline située à 500 m. au Sud de la cote 272 (celle-ci localisée sur la grande route Lattaquié-Alep). Ce sont de petits volcans dont le sommet montre une concavité ouverte d'un côté et correspondant à l'ancien cratère. Ils ressemblent par leurs formes et par leurs dimensions aux appareils les plus typiques du Djebel Zaouiyé (Nebi Ayoub, ech Cheikh Toumane, ech Cheikh Ali) dont il sera question plus bas.

Leur faisant suite dans la plaine, Tell Aouar et Tell Rhâzal présentent des formes semblables mais nettement plus grandes (1 à 1 km. 5 de diamètre; 70 à 90 m. de hauteur). L'un et l'autre sont très bien conservés. Il n'en est pas de même de Tell es Sahan, de dimension encore plus vaste mais déjà plus attaqué par l'érosion, et surtout du groupe de collines de Tell el Kebdé qui ne représentent plus que les vestiges d'un ancien appareil.

Ces sept volcans ont succédé à un appareil beaucoup plus grand qui aurait existé dans la région traversée par la grande route entre la cote 272 et le village de Fraïké et auquel on peut donner le nom de *volcan de Selli*, du nom d'un hameau voisin. Dans cette région en effet affleure une couche de basalte à plongement périclinal et dont le crêt intérieur dessine un cercle de 2 km. 5 de diamètre. Un petit appareil adventif (celui de la cote 272 signalé ci-dessus) s'est greffé sur son flanc S.-E. C'est du

[1] **36** et aussi **16**, d'après lequel sont figurés sur la Planche IV, ces derniers dépôts.

volcan de Selli transformé actuellement en caldeira qu'a coulé vraisemblablement la plus grande partie des laves du Rhâb et que sont sorties les cendres, les scories et les bombes visibles aux environs de Kfeir.

Les volcans de Tell Aouar, Tell Rhazal, Tell es Sahan et Tell el Kebdé ont dû fournir postérieurement un apport de matériaux non négligeables. Quant aux petits appareils du Djebel Oustani, leur contribution a été probablement très faible et toute locale.

B. Les coulées. — Il faut reconnaître cependant qu'il ne s'agit là que d'hypothèses. *Les coulées issues de ces différents appareils ne peuvent pas être distinguées (au moins morphologiquement) les unes des autres*. Elles sont anastomosées ensemble en une nappe unique et aucune forme de relief ne permet de reconstituer leur succession ni leur point d'origine exact.

Cette nappe s'est avancée en trois directions : vers le Djebel Ansarieh où elle limite le Rhâb vers le Nord, s'insinuant aussi sur la rive droite de l'Oronte ; — vers le Sud où elle est venue s'accoler à la paroi du Djebel Zaouiyé et à la coulée en provenance de celui-ci sans qu'il soit possible de les distinguer l'une de l'autre ; — vers le Rouj enfin dont elle vient border l'entrée car par un phénomène assez curieux qui pose un problème, elle n'y a pas pénétré ; alors qu'elle atteint 350-400 m. à el Qabou au pied du Djebel Zaouiyé et juste à l'orée de cette dépression, elle ne s'est pas engagée dans celle-ci qui cote moins de 250 m. d'altitude !

La caractéristique la plus importante des épanchements basaltiques du Rhâb est que ceux-ci ont manifestement utilisé le relief actuel. A l'exception de la partie méridionale du Djebel Oustani sur lequel les petits volcans qui s'y trouvent ont déposé un manteau de lave, l'ensemble de la nappe basaltique s'arrête très exactement au pied du Djebel Ansarieh et du Djebel Zaouiyé.

C. Age. — Dans ces conditions et même en l'absence des couches lacustres qu'il recouvre, *le volcanisme du Rhâb ne peut être daté que du Quaternaire puisqu'il suppose acquis la structure et le relief actuels*. Ajoutons

que dans la région de Kfair, la nappe basaltique recouvre des conglomérats et des cailloutis dont le sommet serait peut-être même à dater du Paléolithique [1] et qu'elle supporte plus loin des monuments mégalithiques [2].

D. Déformations de la nappe [3] (Fig. 2). — La présence d'un petit lambeau basaltique à Qourte, perché à 320-330 m. sur les dernières pentes du Djebel Zaouiyé et près de la route Lattaquié-Alep, montre la surface de base des basaltes en pente vers l'Ouest. Elle amène à examiner le problème des déformations possibles de la nappe volcanique après sa mise en place.

Le long du Djebel Zaouiyé, les basaltes montent à 300-400 m. d'altitude (Qourte : 320-330 m.; el Qabou : 350 m.; Aïn Qoursane : 380 m.; jusqu'aux environs de Dokmak : 300 m. et plus) tandis que leur base est située bien plus bas au pied du Djebel Ansarieh (Rhani et Ichtébrak : 250 m.) et le long de l'Oronte (Kfair : 200 m.; Anzarane Tahtani : 200 m.).

Or les appareils d'où les laves sont sorties culminent à 317 m. (Tell Aouar), 321 m. (Tell Rhazal), 281 m. (Tell es Sahn), 400 m. (volcan de Selli). La surface de base des basaltes aux alentours de ces volcans ne peut être que beaucoup plus basse si l'on défalque la hauteur de ces appareils et si l'on constate que la surface topographique s'abaisse jusqu'à 238 m. entre Tell Aouar et Tell Rhazal, à 225 m. entre Tell Rhazal et Tell es Sahn, à 202 m. entre Tell es Sahn et Tell Aouar. Cette surface de base à l'emplacement des appareils où la nappe a toute chance d'être la plus épaisse est donc située certainement très au-dessous de 200 m.

[1] **36**, p. 196. **16**, Annexe 14, p. 44 : «Exactly to the North of the village of Karkour, lying on the material dug out from the old channel forming here the bed of the Oronte, many paleolithic artefacts were found. It seems that these artefacts were buried in the upper part of the gravel-rich deposits in this way indicating that these upper layers may be of the paleolithic age.»

[2] R. Mouterde, s. j. — Monuments mégalithiques de l'Apamène et du Akkar — Mélanges de l'Université saint Joseph, Tome XXIII, fasc. 3, p. 111-119, 1940.

[3] Les remarques suivantes complètent celles qui précèdent et qui avaient déjà fait l'objet d'une note, **30**.

Elle a donc une altitude très inférieure à celle que les laves ont atteint au pied du Djebel Ansarieh et surtout en bas du Djebel Zaouiyé. A l'heure actuelle, les appareils volcaniques sont localisés au plus profond du creux que ceux-ci dessinent entre ces deux montagnes.

Il est bien certain que cette situation ne peut être originelle sans quoi les basaltes auraient dû couler à contre-pente. Sans doute pourrait-on objecter que la dépression a été remplie jusqu'à 350-400 m. puis évidée postérieurement par l'érosion. Cette objection ne peut pas être retenue car elle supposerait un déblaiement de 200 m. d'épaisseur sur de très larges surfaces. Un tel travail de l'érosion est incompatible avec la jeunesse du cycle actuel qui ne fait que commencer. D'ailleurs cette hypothèse supposerait que les basaltes aient atteint une altitude supérieure ou égale à celle de tous les appareils d'où ils sont manifestement sortis.

La seule conclusion possible est donc que *la nappe volcanique a été déformée postérieurement à sa mise en place. Elle est maintenant en pente du Djebel Ansarieh et surtout du Djebel Zaouiyé vers l'Oronte, c'est-à-dire vers l'axe du Rhâb, avec un ombilic sans doute assez marqué sous l'emplacement des appareils volcaniques qui est au point de jonction du Rouj et du Rhâb.*

La nappe basaltique du Rhâb montre donc que la subsidence de celui-ci a continué jusqu'à une époque très proche.

7° *La morphologie de la dépression.*

Bien des traits morphologiques de la dépression sont déjà apparus dans l'exposé qui vient d'être fait de son évolution, il n'en est pas moins nécessaire de les regrouper dans un cadre cette fois-ci plus géographique qu'évolutif et de les compléter par des observations qui n'ont pas trouvé leur place jusqu'ici dans ce qui a été dit.

Ainsi apparaîtra mieux l'originalité de la dépression qui présente une assez grande diversité du Nord au Sud.

A. La dépression du Bas Oronte.

Sa caractéristique essentielle est d'être un synclinal à grand rayon de courbure. Celui-ci se relève assez brusquement vers l'Est où le Djebel Oustani le

domine directement, beaucoup plus lentement vers l'Est où la crête du Kosséïr ne se profile que très loin à l'horizon.

La morphologie concorde dans l'ensemble avec la structure : la dépression est un vaste berceau qui correspond au synclinal. Il revêt cependant des aspects assez différents au Nord et au Sud.

a. *Depuis l'Amouk jusqu'à Derkouch* où l'Oronte s'échappe de la gorge qui le tenait jusque là étroitement emprisonné, *la dépression donne une impression d'ampleur extraordinaire* qu'augmente encore la vue de l'Amouk qui lui fait suite. Les argiles bleues du Plaisancien donnent l'essentiel du paysage ; l'Oronte s'y est creusé une large vallée où il divague en une série quasi continue de grands méandres ; ses affluents de droite et de gauche les ont entaillées plus ou moins profondément et y ont créé des bad-lands. A l'exception des environs immédiats de l'Amouk, la dissection des argiles plaisanciennes est relativement peu poussée. En faisant abstraction par la pensée des incisions dues à l'érosion, on s'aperçoit que la surface topographique forme une immense gouttière parfaitement unie, relevée vers le Djebel Oustani et vers le Kosséïr. Cette surface qui subsiste en larges plateaux dans les interfluves ne peut être structurale, sa courbure étant beaucoup moins forte que celle des couches (Planche V, coupes 1, 2, 3, 4). Force est d'y voir par conséquent une surface d'érosion dont l'âge ne peut évidemment être que post-plaisancien (S_4).

b. *Au Sud de Derkouch,* le paysage change notablement. *Le berceau synclinal devient moins large,* sinon du côté du Djebel Oustani dont la bordure rectiligne se tient toujours à peu près à la même distance de son axe, au moins du côté du massif du Djebel Akra où le relèvement des couches est plus rapide qu'auparavant. En outre, les argiles plaisanciennes et les formes qu'elles entraînent, disparaissent pour laisser la place aux calcaires durs du Vindobonien inférieur et aux marnes du Vindobonien supérieur. *Un dôme elliptique apparaît en outre localement au milieu de la dépression,* il est bâti de calcaires marneux de l'Eocène supérieur. Aucune forme structurale ne se laisse percevoir malgré la diversité des matériels rocheux mis en œuvre.

Le seul trait notable du relief est la gorge où coule l'Oronte et qui mesure une centaine de mètres de profondeur et quelquefois plus. *Le tracé du fleuve est d'ailleurs déroutant.* S'il est adapté dans l'ensemble, en ce sens que le fleuve coule dans le synclinal qui sépare le Djebel Akra du Djebel Oustani, le tracé dans le fond même de la dépression est plein de surimpositions. Même en aval de Djisr, on voit bien qu'au confluent du Nahr el Abiad, il a incisé les couches en pentes vers l'Ouest. Un peu plus au Nord, il change assez brusquement de direction et recoupe la retombée méridionale du dôme de Kafer Dibbine, se détournant du flanc occidental de celui-ci où affleure le Vindobonien supérieur qui marque l'axe structural de la dépression et qui, de plus, est composé de roches tendres. Il va s'établir au contraire entre le dôme et le Djebel Oustani où il utilise bien un repli synclinal tant qu'existe le dôme mais où il a dû s'encaisser, dès que celui-ci cesse, dans des couches en pendage vers l'Ouest comme le fait apparaît nettement à Derkouch.

Cette absence de formes structurales et ces surimpositions de l'Oronte, dénotent que la morphologie n'est pas si simple qu'elle pouvait apparaître au premier abord. *Le recoupement des couches par la surface topographique est une loi générale* de telle sorte que l'on peut conclure que le relief a été pénéplané avant d'être soulevé. Comme ce relief prolonge immédiatement celui de la partie septentrionale de la dépression, il devient évident que cette pénéplanation est postérieure au Plaisancien mais antérieure par contre au lacustre inférieur qui a fossilisé indifféremment le Vindobonien inférieur et supérieur. Ainsi pour la première fois, peut-on fixer l'âge exact de cette surface d'érosion (S_4) que l'on avait déjà décelée au Liban et au Djebel Ansarieh [1].

Quant à la gorge de l'Oronte, elle est évidemment postérieure non seulement au lacustre inférieur mais aussi à l'épanchement de la nappe basaltique de Djisr puisqu'elle incise les uns et les autres. Elle est donc extrêmement jeune.

c. *Au contact de la dépression du Bas Oronte et du Rhâb, les plateaux volcaniques* ne méritent pas qu'on s'y attarde longuement. L'essentiel a déjà été dit sur les appareils et les coulées. Ils donnent de grandes étendues uniformes et montrent superficiellement une roche déjà très altérée. Au passage des talwegs qui ne font sentir leur influence

---

[1] Voir *infra*, p. 189.

que par des dépressions topographiques insignifiantes, ils sont colmatés par des alluvions fines qui peuvent donner de bons terrains de culture. Partout ailleurs, c'est-à-dire dans la majorité des cas, leur surface est parsemée de blocs qui y rendent la circulation très malaisée. Dans la région de Kfair, l'on a déjà signalé qu'ils étaient recouvert de cendres, de scories et de bombes.

B. *Le Rhâb.*

La morphologie du Rhâb demeure en grande partie une énigme du fait de la présence des marais. Les abords de ceux-ci sont déjà difficiles à parcourir tant ils ont vécu jusqu'ici à l'écart du reste de la Syrie mais que dire des marais eux-mêmes où l'on ne peut se déplacer que dans des pirogues noires à l'équilibre précaire! Aussi en attendant l'époque, proche il faut l'espérer, où il sera enfin possible de se déplacer plus aisément, les marais étant drainés, on ne peut faire plus que de fournir quelques notations sur la topographie de la dépression.

La tranche d'eau y est très faible : 2 ou 3 m., rarement plus [1]. *Le sol est donc pratiquement d'une planité quasi parfaite et représente la surface du lacustre supérieur* (Planche III). Sur de grandes étendues, celui-ci est recouvert par de la tourbe qui s'est déposée principalement dans le centre et le nord du Rhâb où elle occupe presque tout l'intervalle entre le Djebel Ansarieh et l'Oronte tandis qu'elle ne recouvre qu'une partie beaucoup plus restreinte de la dépression entre l'Oronte et le Djebel Zaouiyé.

Les seuls reliefs qui accidentent quelque peu la dépression sont les levées de l'Oronte. L'une d'elles qui est ancienne forme un large dos de terrain de quelques mètres d'élévation depuis Kfair jusqu'à Kheurbet el Aarous où elle devient bifide. Elle s'interrompt alors puis reprend plus au Sud quoique d'une manière beaucoup plus étroite. On la retrouve aussi sur la rive gauche aux environs de Karkour. Composée de graviers, de sables, de marnes et de coquilles, elle donne les seuls terrains secs des marais et les Alaouites y ont accroché leurs misérables villages d'été.

Les levées actuelles sont beaucoup plus étroites et bien moins hautes. Elles bordent immédiatement le fleuve et ses divagations.

---

[1] Voir Tableau N° I, p. 229.

Malgré leur étendue considérable, les marais n'occupent pas cependant tout le fond de la dépression. Sur les deux bords existent des trottoirs qui les séparent des montagnes. L'un et l'autre sont bien différents.

A l'Est, les plateaux basaltiques s'interposent largement depuis Kfair jusqu'à Tell Amqiyé entre le Djebel Zaouiyé et les marais; les alluvions qui en proviennent ont contribué à combler et à repousser ceux-ci. De Tell Amqiyé à Acharné, se trouve *un glacis recouvert d'alluvions* que la carte du Rapport d'aménagement du Rhâb (Planche III) donne comme constitué par du lacustre supérieur mais où nous voyons plus volontiers la continuation vers l'aval de la terrasse lacustre d'el Houach [1].

L'inexistence de cette terrasse sur le rebord du Djebel Ansarieh pose un problème. Elle est due, au cas où elle y aurait existé, à une subsidence récente du Rhâb qui n'a cessé de jouer de manière maximum dans cette région.

On n'observe plus en effet à l'heure actuelle que des cônes de déjection sur la bordure du Djebel Ansarieh. Dans la partie méridionale, c'est-à-dire au Sud d'en Naour où l'effondrement a revêtu la plus grande ampleur, la montagne présente un escarpement de 1000 à 1300 m. pour une largeur de 2 km. environ, le replat dû aux cônes de déjection n'excède pas 1000-1500 m. et s'efface même entre en Naour et Nobol où débouchent pourtant de grands ravins. Cette insignifiance de l'accumulation détritique s'explique en partie par la jeunesse du cycle d'érosion; en nul cas en effet, celui-ci n'a encore mordu profondément sur la crête de la montagne où aucune encoche n'est visible. Cette raison cependant nous paraît nettement insuffisante car, si la crête n'a pas été touchée, le versant de la montagne, lui, a été profondément excavé entre la crête et le tracé de la faille bordière [2]. Or le volume des matériaux enlevés ne se retrouve pas, de toute évidence, dans celui des cônes de déjection situés à la base. Ici encore, *la seule explication plausible nous paraît être l'enfouissement des matériaux dans la dépression, dû à la subsidence continue de celle-ci.*

Une contre-épreuve de cette explication est fournie par les phénomènes très différents du secteur en Naour-Djisr ech Chogour. Malgré le changement de

---

[1] Voir *supra*, p. 130.

[2] **34**, planche II, coupes 5, 6, 7, 8, 9.

style structural du Djebel Ansarieh [1], son altitude en général moins élevée et la largeur plus grande de son versant, les cônes de déjection y sont aussi importants et ont tendance même à l'être beaucoup plus aux environs de Kfair. Ils représentent d'ailleurs ici un *double stade d'alluvionnement :* un stade actuel caractérisé par des matériaux fins, demeurés meubles et largement étalés jusqu'aux marais, et un stade ancien qui a donné des cônes, extrêmement raides. Ceux-ci sont situés au débouché même des ravins et ils ont facilement une pente de 6 à 7°, ils sont formés de gros cailloux roulés si fortement cimentés entre eux qu'on dirait du béton.

Tous ces faits montrent donc que la subsidence du Rhâb n'a cessé de jouer jusqu'à l'époque actuelle et que très vraisemblablement elle joue toujours. La violence des tremblements de terre qui secouent encore la région, dénote bien que les grandes fractures sont toujours actives et que la phase de détente orogénique inaugurée au lendemain du plissement post-plaisancien n'est pas terminée. Toutes les villes mortes du Djebel Zaouiyé qui sont de la période pré-islamique ont souffert des secousses sismiques. A Racha el Qibliyé notamment, sur le bord même du plateau du Zaouiyé, à 3 km. 5 de la fracture libano-syrienne, une église byzantine a été complètement démantelée par les tremblements de terre.

8° *Conclusions.*

Le paragraphe précédent, en décrivant les différentes régions de la dépression, a déjà tiré les conclusions à proprement parler géographiques.

Dans celui-ci, il ne sera donc question que de regrouper très brièvement tous les faits qui permettent de constituer l'évolution du Bas Oronte et du Rhâb en attendant la synthèse plus large qui sera donnée dans la seconde partie.

a. *Eocène inférieur.* — 1re Période orogénique : émersion des massifs encadrants et de la dépression qui se présente sous forme d'un synclinal fermé au Sud et ouvert au Nord.

[1] **34**, planche II, coupes 1, 2, 3, 4.

b. *Eocène moyen (Lutétien).* — Transgression générale qui ne laisse émergé que le centre du Djebel Ansarieh mais qui recouvre la dépression et le Djebel Zaouiyé.

c. *Eocène supérieur.* — Prolongation de la transgression au Nord du parallèle de Djisr ech Chogour — Emersion au Sud.

d. *Oligocène et Burdigalien.* — 2e Période orogénique : la dépression garde la même allure synclinale et le même profil longitudinal en pente du Sud vers le Nord.

e. *Vindobonien.* — Transgression qui recouvre la dépression du Bas Oronte mais qui ne pénètre pas au Sud dans ce qui sera le Rhâb.

f. *Pontien.* — 3e Période orogénique : la structure et le relief gardent les mêmes grandes caractéristiques que précédemment.

g. *Plaisancien.* — Transgression dans le golfe formé par la dépression du Bas Oronte.

h. *Astien.* — Faciès néritiques qui annoncent un début d'émersion.

i. *Villafranchien.* — 4e Phase orogénique qui donne les plissements de la structure actuelle.

Pénéplanation qui aboutit à la surface (S_4) et qui donne vraisemblablement les poudingues d'el Bared et de Amqiyé.

5e Phase orogénique qui plisse S_4 et les conglomérats.

j. *Fin du Villafranchien, début du Quaternaire.* — Phase de détente orogénique amenant l'effondrement du Rhâb qui s'opère avec maximum au Sud. Apparition d'une culmination transversale à hauteur du Djebel Oustani septentrional qui transforme la dépression du Bas Oronte et du Rhâb en bassin fermé.

k. *Quaternaire.* — Grand lac du Rhâb. Dépôt du lacustre inférieur qui fossilise S_4. Façonnement de la terrasse d'el Houach.

Petit lac du Rhâb. Dépôt du lacustre supérieur. Début du volcanisme dont on trouve des restes dans celui-ci.

Volcanisme. Epanchement de la nappe basaltique qui ne pénètre pas dans le Rouj.

Dépôt de la tourbe. Formation des cônes de déjection.

La subsidence continue jusqu'à l'heure actuelle, déformant, faillant ou déprimant les formations précédentes.

§ 2. LA BORDURE DU SOCLE SYRIEN (Planches I, II, V).

La bordure du socle syrien révèle une assez grande diversité. Du Nord au Sud, elle se révèle dans les unités morphologiques suivantes :

— Djebel Oustani,
— Djebel Ala-Djebel Baricha,
— Plateau d'Idlib et Rouj,
— Djebel Zaouiyé,
— Cuvette d'Acharné,
— Plateau de Massiaf,
— Waar et Djebel Helou.

Ce sont elles qu'il faut examiner maintenant.

I. Le Djebel Oustani.

Parmi les reliefs qui viennent d'être énumérés, le Djebel Oustani fait figure d'avant-garde. Il est nettement détaché à l'Ouest du plateau syrien dont le sépare le Rouj. Il ne se laisse pas confondre pour autant avec le massif du Djebel Akra et avec le Djebel Ansarieh bien qu'il leur soit parallèle car entre eux s'interpose la dépression du Bas Oronte.

1° *Description.*

Le Djebel Oustani se présente comme une chaîne rectiligne et continue de 43 km. de longueur. Il va de Salqine sur les bords de l'Amouk, jusqu'à la route Lattaquié-Alep et marque la limite septentrionale du Rhâb. Il est très étroit et ne dépasse pas 3 à 4 km. de largeur dans le Nord, 5 km. dans le Sud. Son orientation est méridienne.

Les matériaux dont il est bâti, sont récents. Pour l'essentiel, ce sont les calcaires durs du Vindobonien inférieur sur le pourtour desquels se voient parfois les marnes du Vindobonien supérieur. Dans sa partie septentrionale, affleurent cependant des couches plus anciennes : calcaires et marnes de l'Eocène moyen et supérieur.

Son extrémité Nord (Planche V, Coupe 1) montre un anticlinal régulièrement courbé dans les marnes vindoboniennes, qui se termine par une belle plongée périclinale en direction de l'Amouk. Son versant Ouest s'enfonce sous les argiles plaisanciennes du Bas Oronte tandis que son versant Est forme avec la retombée du Djebel Ala un synclinal d'un type très spécial. De part et d'autre d'une ligne de talwegs rectilignes (O. Maandar), les couches des deux massifs plongent les unes vers les autres mais avec une telle brusquerie et dans un intervalle si étroit qu'il est impossible d'imaginer entre elles un raccord par courbure régulière; les couches passent à la verticale et s'adossent les unes contre les autres. Ce type d'accident dont le synclinal de l'O. Maandar est le premier exemple rencontré ici, peut être appelé *synclinal pincé* (Fig. 2). Il est inconnu dans les chaînes côtières mais semble, par contre, caractéristique de la Syrie intérieure.

La véritable structure ne se révèle cependant qu'un peu plus au Sud (Coupes 2, 3, 4) avec l'émergence des calcaires durs du Nummulitique. Il s'agit bien toujours d'un anticlinal mais son profil n'affecte en rien une courbure régulière. Il montre au contraire au sommet des couches horizontales que deux pliures extrêmement vigoureuses font plonger à l'Ouest comme à l'Est. Le pendage des strates sur les versants est très raide, voisins souvent de 40° à 45°, atteignant parfois même la verticale.

Le long de la dépression du Bas Oronte, aucune observation ne donne à penser que le contact s'opère par faille ; là où les couches sont visibles en bordure de la montagne, elles montrent qu'elles passent soudain à des pendages beaucoup plus faibles que ceux des versants et amènent à conclure que le bas de ces versants est affecté d'une contre-pliure. Vers l'Est, le Djebel Oustani tant qu'il est en contact étroit avec le Djebel Ala forme avec lui un synclinal pincé avec un type de faille spécial à ce genre de synclinal (Coupe 1). Il est vraisemblable, mais non pas certain, que cette faille se poursuit quelques temps (Coupe 2) jusqu'à ce que le raccord se fasse normalement avec la vallée d'Arménaz qui est un synclinal du même genre que l'anticlinal du Djebel Oustani, c'est-à-dire un synclinal où la courbure des couches est remplacée par des changements de pendage très rapides.

A 1 km. au Sud de la Coupe 4, le noyau nummulitique de l'anticlinal se ferme par un plongement périclinal qui passe sous les calcaires vindoboniens.

Son influence doit se faire sentir cependant encore quelques kilomètres sur la partie orientale de l'anticlinal vindobonien qui prolonge le précédent car la partie Est de celui-ci est nettement plus soulevée que la partie Ouest (Coupe 5) si bien que celle-ci s'est affaissée et a donné lieu à la faille de l'O. abou Sari de direction N.N.O.-S.S.E., puis N.-S. qui recoupe obliquement le Djebel Oustani. Cette faille est le seul accident notable de la montagne.

Le Djebel Oustani méridional (Coupes 6, 7, 8) ressemble pour l'essentiel à la partie septentrionale. En dehors de la différence des matériaux mis en œuvre, les seules dissemblances notables sont une largeur plus grande qui l'amène par le fait même à retrécir un peu la dépression de l'Oronte, des versants moins raides dûs à des pendages qui se tiennent entre 15 et 20°, une altitude moins elevée (500 m. environ contre 750 m. dans le Nord) qui traduit un plissement d'autant moins vigoureux qu'on est ici en présence de calcaires vindoboniens et non plus nummulitiques.

Au Sud enfin, la terminaison du Djebel Oustani porte quelques petits appareils volcaniques (Coupe 8) et s'opère par une plongée périclinale régulière.

2° *Structure et relief.*

La structure du Djebel Oustani est donc très simple.

C'est un beau pli coffré et parfaitement régulier. Le sommet est horizontal et varie de 1 à 2 km. de large. Les flancs ont des pendages très forts dans le Nummulitique : 45° et parfois plus, moindres dans le Vindobonien : 20° environ. *Le profil longitudinal montre une très forte culmination* puisque l'Eocène atteint 847 m. dans le Nord tandis que dans le Sud, il est très au-dessous du Vindobonien qui ne dépasse pas 500 m.

Quant aux bordures de la chaîne, elles sont très régulières. Le raccordement de l'anticlinal du Djebel Oustani et de la dépression du Bas Oronte ne révèle aucune faille. Les plongées périclinales des deux extrémités sont évidentes. *Il n'y a que du côté Est que les choses montrent une complexité un peu plus grande.* Là où Djebel Oustani et Djebel Ala sont jointifs, leur contact se fait par un synclinal pincé qui devient un synclinal coffré dans la vallée d'Arménaz où la faille disparaît.

Quant à la faille de l'O. abou Sari qui aboutit au N.-O. du lac du Rouj, elle s'efface en cet endroit et aucune trace ne s'en retrouve au S.-O. du lac au contact du Rouj et du Djebel Oustani. Il n'y a donc pas de faille bordière entre cette montagne et la longue dépression que constituent la vallée d'Arménaz et le Rouj.

La vigueur de l'anticlinal beaucoup plus forte dans le Nummulitique que dans le Vindobonien, ainsi que la présence entre les calcaires de ces deux étages des couches tendres de l'Eocène supérieur, rappellent en petit les grands massifs méditerranéens (Liban, Djebel Ansarieh) avec leur double horizon rigide (Jurassique et Cénomanien) séparé par le matelas amortisseur du Crétacé inférieur. Dans un cas comme dans l'autre, ce sont les couches dures les plus profondes (Jurassique, Eocène moyen) qui sont les plus vigoureusement plissées, les couches dures superficielles (Cénomanien, Vindobonien) n'ayant fait que recevoir leurs déformations de celles-ci par l'intermédiaire d'une couche feutrée (Crétacé inférieur, Eocène supérieur). De là, la différence de profil selon les étages. *Le Djebel Oustani, quoique d'une manière infiniment plus modeste que le Liban et le Djebel Ansarieh, est un pli dysharmonique.*

Un autre trait structural doit être souligné ; c'est celui de la culmination du pli dans le Djebel Oustani septentrional. Elle correspond exactement à celle qu'on a vu affecter la dépression du Bas Oronte un peu au Nord de Sahura et qui date du Villafranchien. Cet accident transversal n'est donc pas purement local puisqu'il intéresse la région du Bas Oronte et le Djebel Oustani et que nous verrons qu'elle se poursuit encore plus loin vers l'Est.

La morphologie du Djebel Oustani est, elle aussi, d'une grande simplicité. La topographie correspond pour l'essentiel au pendage des couches avec son sommet plat et ses versants raides.

L'absence de surface structurale est cependant un fait général. Le recoupement des couches sur les versants sous un angle très faible peut être décelé çà et là, jamais cependant de manière très convaincante. Ce double fait montre que s'il n'est pas possible de faire la preuve que toute la

topographie correspond à une surface d'érosion reployée, il est tout aussi malaisé d'établir le contraire. Le Djebel Oustani est trop étroit, trop violemment plissé, pour qu'on puisse y trouver des arguments décisifs dans un sens ou dans l'autre; les seuls motifs que l'on peut invoquer en faveur d'une surface d'érosion récente sont d'un ordre plus général [1].

Au moins peut-on signaler un fait qui montre qu'il a existé une surface d'érosion ancienne, postérieure au Nummulitique et antérieure au Vindobonien, puisque les calcaires de base de celui-ci fossilisent indifféremment dans le Djebel Oustani septentrional les calcaires de l'Eocène moyen et les marnes de l'Eocène supérieur comme le montre la carte géologique [2].

Avec les réserves qui viennent d'être mentionnées, le relief est donc pratiquement structural et la montagne forme toujours ligne de partage des eaux entre l'Oronte et le Rouj.

L'érosion ne fait que commencer et traduit la très grande jeunesse du cycle actuel. Elle n'a fait qu'égratigner les flancs de l'anticlinal dans le Nord, dégager l'escarpement de faille de l'Ouadi abou Sari et entailler quelques gorges dans le Djebel Oustani méridional. La seule singularité de toute la chaîne est l'énorme doline d'ej Joura au-dessous du petit volcan de Bzeïte. Son fond ne mesure pas moins de 1 km. de diamètre, il est parfaitement plat et tapissé d'alluvions basaltiques. La doline est dominée sur trois côtés par une muraille dont la hauteur varie de 50 à 150 m. tandis qu'il est largement ouvert sur le quatrième. Cet entonnoir karstique est d'autant plus curieux à constater qu'aucune autre doline, si petite soit-elle, n'existe dans tout le reste du Djebel Oustani.

II. Le Djebel Ala-Djebel Baricha.

Avec le Djebel Ala-Djebel Baricha, grand plateau triangulaire qui flanque le Djebel Oustani à l'Est, on se trouve en présence d'un relief qui n'a plus rien de commun avec ceux qui bordaient la Méditerranée et dont celui-ci est, en modèle réduit, une dernière réplique.

[1] Voir *infra*, p. 187-188. [2] **12**, carte géologique au 1/500.000^{e}.

1° *Structure.*

Le plateau du Djebel Ala-Djebel Baricha est entièrement constitué par les calcaires du Vindobonien inférieur que recouvrent çà et là des placages de marnes du Vindobonien supérieur; seul un petit affleurement de Nummulitique se voit sur le bord de l'Amouk. L'opposition des deux séries de couches du Tertiaire supérieur rend très aisé le déchiffrement de la structure : les calcaires donnent des étendues rocheuses et désolées, pleines de lapiez et de crevasses que fréquentent seuls quelques troupeaux mais qui furent cependant habitées d'une manière étonnante et incompréhensible sous les Byzantins qui y ont laissé de nombreuses «villes mortes»; les marnes au contraire aux formes molles et arrondies, sont plantées d'oliviers et ont attiré les villages. Leur couverture de terra rossa fait un contraste éclatant avec la couleur gris-bleutée des calcaires sous-jacents et permettent par suite de détecter avec beaucoup de facilité les déformations structurales.

A l'exception des bordures, les accidents structuraux sont tous orientés de manière méridienne. Ils sont forcément plus nombreux au Nord qu'au Sud puisque le massif va se rétrécissant dans ce sens pour se terminer en pointe à proximité du lac du Rouj.

Dans sa partie la plus large (Planche V, Coupe 1), le Djebel Ala montre deux plateaux étagés : le plateau de Deir Slouni à mi-hauteur, le plateau de Qalblozé sur le faîte. Le raccord se fait par pliure et contre-pliure. A l'Ouest, le massif s'accole avec le Djebel Oustani le long de l'Ouadi Maandar qui se trouve au fond d'un synclinal pincé déjà décrit [1]. A l'Est, il se termine par une muraille de 200 m. de commandement sur la petite plaine enclavée de Sardine. Le style du Djebel Baricha est semblable et ses déformations sont symétriques de celles du Djebel Ala : au delà d'une muraille qui fait face à la précédente, se succède un plateau supérieur et un plateau inférieur entre lesquels le dénivelé peut atteindre de 100 à 200 m. [2], un versant de pliure les sépare et un autre versant de pliure raccorde le plateau inférieur à la plaine de Térib.

[1] Voir *supra*, p. 143.

[2] La coupe 1 passe par l'endroit où ce dénivelé est le plus faible de telle sorte que la distinction des deux plateaux y est moins nette que partout ailleurs.

Cette coupe est caractéristique de toute la partie septentrionale du Djebel Ala-Djebel Baricha.

Dans la partie centrale de celui-ci, les gradins inférieurs s'évanouissent (Coupes 2 et 3). A l'Ouest, la pliure qui limitait le plateau de Deir Slouni, sur son bord externe s'estompe complètement et le Vindobonien marneux de la vallée d'Arménaz dessine un large golfe jusqu'à la pliure qui se trouvait entre ce plateau et le plateau supérieur et qui, elle, se poursuit vigoureusement vers le Sud. A l'Est, le plateau inférieur du Djebel Baricha ne se prolonge plus par suite de la configuration du massif dont il continue seulement la pointe orientale. Quant au raccord du Djebel Ala et du Djebel Baricha qui s'opérait précédemment par la plaine de Sardine, il s'effectue ici par un synclinal pincé que soulignent des talwegs rectilignes ayant le même axe que cette plaine.

Au Sud, le massif est réduit à sa plus simple expression (Coupes 4 et 5). Tour à tour, le Djebel Baricha disparaît, puis le Djebel Ala.

Un des traits structuraux les plus importants est la dyssymétrie générale du massif, plus élevé à l'Ouest qu'à l'Est, du fait que les versants de pliure du Djebel Ala ont un dénivelé beaucoup plus grand que ceux du Djebel Baricha.

Cette dyssymétrie se retrouve aussi dans le sens Nord-Sud. Le profil longitudinal montre une façade puissante sur l'Amouk (300 à 400 m.) tandis qu'il descend lentement vers le Rouj où sa pointe Sud n'a plus qu'un très faible relief. Dans son centre, ce profil est marqué en outre d'un ensellement au passage de l'Ouadi el Hermes, abaissement qui n'est pas sans rapport évidemment avec le golfe de Vindobonien supérieur qui se trouve sur la même transversale.

Quant aux bordures du massif, elles sont toutes constituées par des pliures très vigoureuses qui provoquent des pendages allant jusqu'à 45°. Nulle part ne s'observent de failles sauf là où le Djebel Ala-Djebel Baricha s'accole à d'autres massifs (Djebel Oustani, Djebel Smane) et où la juxtaposition des versants de pliure donne des synclinaux pincés avec faille d'un type spécial.

Reste le problème de la plaine enclavée de Sardine.

La première impression qui s'impose instantanément à l'esprit quand on la découvre soudain au-dessous de soi à un tournant de la route est de conclure à un fossé d'effondrement. De part et d'autre, les murailles abruptes ne laissent voir les couches que par leur tranche. L'observation des extrémités de la plaine oblige cependant à réviser ce jugement. Au Nord, le Djebel Baricha (sinon le Djebel Ala) plonge dans sa direction. Au Sud, les pendages vers la plaine sont très nets de part et d'autre du village de Maarata et d'autant mieux marqués que la plaine se rétrécit. Lorsque celle-ci se ferme, on s'aperçoit que la structure passe à un synclinal pincé, celui qui a été signalé le long des talwegs qui filent vers le Sud (Coupes 2, 3). Dans ces conditions, il est normal de conclure que la plaine de Sardine elle-même est un synclinal pincé et que c'est l'évolution morphologique qui lui a fait prendre l'allure d'un fossé d'effondrement [1].

2° *Morphologie.*

La morphologie du Djebel Ala-Djebel Baricha est sans grande complication et correspond à la structure. Rien ne rappelle plus ici le style plissé à grand rayon de courbure des massifs palestinien et galiléen, ni du Liban, de l'Anti-Liban et du Djebel Ansarieh. Rien n'évoque non plus le style coffré du Djebel Oustani, ni des anticlinaux qui accidentent les plis de fond de la côte (Djebel ech Chir Mansour dans l'Anti-Liban, Djebel Mazar et Djebel Jage au Liban).

La topographie est étroitement conditionnée par la structure. L'une et l'autre donnent dans leur ensemble un grand plateau triangulaire fortement relevé au Nord et au Nord-Ouest, en pente vers le Sud et le Sud-Est.

Ce plateau général se subdivise toutefois en plateaux étagés tant dans le Djebel Ala que dans le Djebel Baricha. Cet étagement demeure cependant un trait secondaire.

Les formes les plus importantes après celles des plateaux, sont les versants de pliure qui sont presque toujours très bien conservés. Ce n'est que localement que leur charnière a sauté et que les couches se présentent par leur tranche [2]. On ne peut citer qu'un exemple de ce fait : celui

---

[1] Voir *infra*, p. 150-152 : évolution morphologique d'un synclinal pincé.

[2] Sur l'évolution morphologique des pliures, voir : **27**, p. 60-61 et fig. 12.

de la pliure qui sépare le plateau de Deir Slouni du plateau de Qalblozé, en arrière de Kafer Tkhérim et de part et d'autre du village de Teltita.

Les versants engendrés par ces pliures sont en général assez raides : 15 à 20°, mais ils peuvent atteindre jusqu'à 45°. Leur dénivellation est évidemment proportionnelle à la vigueur des pliures et des contre-pliures comme à la distance qui les sépare. Elle va ainsi de 300 et même 400 m. dans l'angle N.-O. où le massif domine l'Amouk, à une centaine de mètres au-dessus de la plaine d'Idlib-Térib.

Une forme structurale moins souvent représentée est celle du synclinal pincé sur laquelle il est utile d'insister à cause de l'importance qu'elle revêt dans l'interprétation de la structure et du relief. On a appelé de ce nom un synclinal engendré par l'adossement de deux versants de pliure de part et d'autre d'un contact anormal qui est du genre faille sans en représenter le type courant.

Un premier exemple très net et très bien conservé en est donné par la vallée de l'Ouadi Maandar entre Djebel Oustani et Djebel Ala (Fig. 2, I). Un deuxième exemple est celui qui se trouve entre le Djebel Baricha et le Djebel Smane qui lui est contigu au Nord. Un troisième enfin, correspond à la plaine de Sardine et à la file de talwegs qui lui fait suite vers le Sud.

Ces différents cas permettent de reconstituer la manière dont s'effectue l'évolution morphologique d'un synclinal pincé.

Au premier stade (Fig. 2, I) le synclinal pincé donne une vallée en V d'autant plus resserrée que le pendage provoqué par les pliures bordières est plus fort. Cas de la vallée de l'Ouadi Maandar.

A un second stade (Fig. 2, II), l'érosion latérale fait apparaître la tranche des couches dans le bas du versant de pliure, la topographie ne correspondant plus avec celui-ci que dans sa partie haute. Cas de l'extrémité Sud de la plaine de Sardine de part et d'autre du village de Maarata.

A un troisième stade (Fig. 2, III), l'érosion latérale a excavé le versant de pliure jusqu'à la charnière de celle-ci ou même au delà de telle sorte qu'une petite plaine apparaît, encadrée par deux murailles dont les couches sont horizontales (et pourraient même plonger en sens inverse de la plaine). La retombée des strates en direction de celle-ci n'est plus

visible dans le plancher de la plaine dès qu'il s'y trouve des alluvions. Cas de la plaine de Sardine.

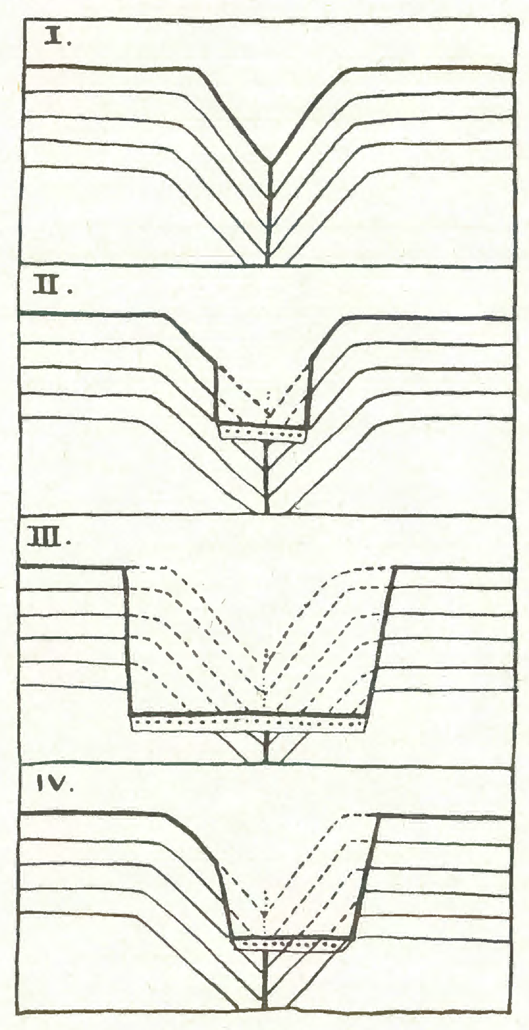


FIGURE 2.
EVOLUTION MORPHOLOGIQUE D'UN SYNCLINAL PINCÉ.

I. — Ouadi Maandar.
II. — Plaine de Sardine de part et d'autre du village de Maarata.
III. — Plaine de Sardine. Partie centrale.
IV. — Plaine de Sermada.

Une variante de ce stade (Fig. 2, IV) est fournie par la plaine de Sermada où le versant de pliure est conservé au S.-O. tandis que le rebord N.-E. est dû à une muraille.

Tout ce qui précède a suffisamment montré que la morphologie du Djebel Ala-Djebel Baricha est essentiellement structurale. Les différences lithologiques sont les seules, à introduire une note de diversité.

Toutefois comme dans le Djebel Oustani, l'on est tenu de faire des réserves. Les formes structurales ne sont pas si parfaites qu'elles ne laissent place à la possibilité d'une pénéplanation antérieure à la phase orogénique qui a donné naissance au massif. Dans certains cas (coupe 5), on a bien l'impression même d'être en présence d'une surface d'érosion.

Les accidents majeurs sous l'angle érosif demeurent cependant *les gorges* qui entaillent les bords du plateau de même que les phénomènes karstiques.

Les plateaux, presque partout calcaires sont la proie des *lapiez* et leur surface a été transformée en chaos rocheux. Les dolines y sont inexistantes. Par contre *les poljés* sont relativement nombreux. Trois d'entre eux : Kafer Debiane, Meïz et Kafer Arouk, s'étendent sur le plateau inférieur du Djebel Baricha au pied de la pliure qui sépare ce plateau du plateau supérieur.

Le plus beau de tous demeure cependant *le poljé de Sardine*. Long de 8 km. et large de 1 à 1 km. 5, il a été fixé par le synclinal pincé qui se trouve entre le Djebel Ala et le Djebel Baricha. Son fond plat et alluvial est accidenté de quelques hums ; à son extrémité N.-E., une banquette longe son bord. Au dire des habitants, le poljé est inondé l'hiver.

La jeunesse de l'érosion dans tout le massif est certaine : les formes structurales sont peu évoluées, les gorges viennent à peine d'être entaillées, les lignes de partage des eaux coïncident encore avec la structure. Le seul trait morphologique qui fasse difficulté est la gorge de l'Ouadi el Kébir ; sur le flanc Nord et Est de celui-ci, des pendages s'observent dans sa direction, sur l'autre rive, les pentes des couches semblent de même sens, il s'agirait donc d'une vallée monoclinale dont la genèse paraît malaisée à expliquer. Cependant comme nous n'avons pu vérifier tous les pendages de ce côté, il ne faut pas exclure l'hypothèse que ceux-ci s'effectuent eux aussi en direction du talweg de telle sorte que l'Ouadi

el Kebir aurait utilisé un synclinal pincé, prolongement de celui de Sardine en direction du N.-O. puis de l'Ouest.

III. Le plateau d'Idlib et le Rouj.

Le plateau d'Idlib relaye au Sud le Djebel Ala-Djebel Baricha. Le raccordement avec celui-ci ne se fait pas cependant par un synclinal pincé, à la manière de ce qui se passe du côté du Djebel Oustani et du Djebel Smane, mais par l'intermédiaire d'un synclinal normal quoique dyssymétrique : le synclinal de Fondok (Coupes 4 et 5).

Son architecture est encore plus simple que celle des plateaux précédents. Depuis l'arrière du Djebel Baricha jusqu'au Djebel Zaouiyé, le plateau d'Idlib montre que les couches vindoboniennes descendent en pente douce vers l'Est et plongent brusquement vers le Rouj avec des pendages atteignant 45° (Coupes 4, 5, 6, 7, 8). Au Nord, le plateau s'ennoie progressivement sous la plaine de Térib et se termine en pointe. Au Sud au contraire, il s'élève régulièrement jusqu'à la route Lattaquié-Alep au delà de laquelle il se confond avec le Djebel Zaouiyé. Sa structure est donc dénuée de toute complexité.

Il en est de même de sa morphologie. Les calcaires durs qui le sous-tendent (Vindobonien inférieur au Nord, Eocène au Sud), apparaissent sur le versant de pliure, sur le revers du plateau ou, au Nord, au fond des gorges. Ces calcaires sont tout aussi dépourvus de dolines que dans le Djebel Ala-Djebel Baricha. Quelques ravins ont tailladé sa façade sur le Rouj et ont provoqué ainsi un léger recul de la ligne de partage des eaux.

Malgré ces quelques incisions et le façonnement des marnes vindoboniennes en collines arrondies, l'ensemble du plateau correspond à une surface bombée qui s'étend indifféremment sur les calcaires nummulitiques, les calcaires du Vindobonien inférieur et les marnes du Vindobonien supérieur. Quoique conforme à la structure dans ces grandes lignes, le relief n'en est pas moins dû à une *surface d'érosion* dont les déformations sont les mêmes que celles des couches. *Cette surface ne peut être que post-vindobonienne, c'est-à-dire pontienne ou pliocène, ou les deux à la fois.* A l'Est, elle s'enfonce dans la plaine d'Idlib sous une trentaine de

mètres d'argiles de décalcification, sous lesquels des sondages ont révélé que le soubassement calcaire était «tapissé de galets calcaires» [1] qui sont probablement contemporains de la formation de la surface d'érosion.

Toutes les bordures du *Rouj* étant maintenant décrites, l'on peut revenir à cette dépression qui avait été laissée provisoirement de côté.

Que ce soit le Djebel Oustani ou le plateau d'Idlib, *tous ses rebords sont dûs à des versants de pliure. C'est donc un synclinal.* Son ampleur est très grande puisqu'il mesure jusqu'à 7 km. de large. La pointe du Djebel Ala le partage en deux à son extrémité Nord; aussi se poursuit-il à la fois par la vallée d'Arménaz et par la gouttière de Fondok. Au Sud, il s'ouvre largement sur le Rhâb. Son fond est plat et alluvial, *la partie la plus déprimée étant occupée par un lac et des marais* [2] *et se trouvant à 220 m. d'altitude, c'est-à-dire à 50 m. environ au-dessus du Rhâb.*

Cette dénivellation, toute minime qu'elle soit, soulève un grand problème structural. Comment se fait-il en effet que les coulées basaltiques du Rhâb dont les points d'émission sont tout proches, n'y aient pas pénétré alors que leur sommet a atteint les cotes 350-400 à proximité immédiate de son entrée? Force est de conclure que *le Rouj ne pouvait se trouver dans sa position actuelle lors de l'émission des laves. Il devait se relever très fortement vers le Nord.* L'analyse des régions précédentes a déjà souligné que cette inclinaison était celle de la dépression du Bas Oronte à la fin du Villafranchien, celle du Djebel Oustani et celle aussi du Djebel Ala-Djebel Baricha à l'heure actuelle. *Toutes ces unités morphologiques ont dans leur partie septentrionale une culmination transversale située sur le même parallèle et à partir de laquelle toutes s'abaissent vers le Sud.* Cette culmination est apparue à la fin du Villafranchien et avant le dépôt du lacustre inférieur du Rhâb qu'elle a rendu possible en créant un bassin fermé. La suite de ce mémoire mettra en évidence bien d'autres accidents transversaux semblables de la même époque. L'intérêt du Rouj est de faire constater que cette culmination, maximum au début du

---

[1] 1, p. 396.

[2] Actuellement en voie d'assèchement.

Quaternaire, s'est abaissée seulement après l'épanchement des laves dans un mouvement auquel a dû participer aussi la dépression du Bas Oronte et qui explique vraisemblablement son annexion au drainage exoréïque.

IV. Le Djebel Zaouiyé.

Le Djebel Zaouiyé est le seul élément de la bordure du plateau syrien dont le nom soit ordinairement retenu dans la littérature géologique et géographique. Sans doute, par souci de trouver un massif encadrant qui puisse faire pendant au Djebel Ansarieh de l'autre côté du Rhâb, considéré comme un chaînon du «fossé syrien».

1° *Description.*

Dans sa partie méridionale, le plateau d'Idlib au lieu de continuer à plonger vers l'Est, se relève brusquement à Eriha le long d'une contre-pliure (Coupe 7). Au delà de celle-ci et de la pliure qui rabat à nouveau les couches, un nouveau plateau apparaît, affecté du même pendage vers l'Est. C'est le début du Djebel Zaouiyé.

La coupe 8 montre les mêmes phénomènes qui se nuancent cependant : le synclinal d'Idlib qui se tient entre le bord du plateau du même nom et la pliure d'Eriha, se rétrécit du fait que celle-ci est orientée N.-E.-S.-O. tandis que le bord du plateau est N. N. E.-S. S. O. A l'Est, le Djebel Zaouiyé voit sa retombée s'accélérer localement par un versant de pliure qui domine le village de Maarzaf. Entre les deux pliures, d'Eriha et de Maarzaf, le plateau esquisse déjà un léger gondolement synclinal.

Un peu plus au Sud (Coupe 9), les pliures d'Eriha et du plateau d'Idlib se sont confondues de telle sorte que le Djebel Zaouiyé domine ici directement le Rhâb. Bien que la retombée soit nettement visible ici dans le demi-dôme de Badriyé, l'apparition d'une faille n'est pas douteuse. Le Djebel Zaouiyé s'élargit considérablement jusqu'à la pliure qui poursuit celle de Maarzaf que suit la route Eriha-Maaret en Noman. L'ensemble du massif est ployé en une large gouttière synclinale dont l'axe est marqué par la piste Ahsim-Bara-Ouadi ech Chouh.

Cette structure se simplifie sur la coupe 10. La retombée des couches n'est plus visible du côté du Rhâb. Vers l'intérieur, la descente des couches vers l'Est tend à devenir plus régulière. Le synclinal de l'Ouadi ech Chouh est à peine décelable. Quant à la pliure de Maarzaf, elle s'efface complètement.

La coupe 11 est assez semblable à la précédente.

Quant aux coupes 12 et 13, elles montrent la transformation qui s'opère dans la partie méridionale du Djebel Zaouiyé où la bordure se fait maintenant par l'intermédiaire d'un gradin faillé.

2° *Structure.*

La structure du Djebel Zaouiyé s'apparente à celle du Djebel Ala-Djebel Baricha. Comme celui-ci, c'est un plateau en pente d'Ouest en Est et du Nord au Sud. Comme lui aussi, il est entouré de versants de pliures, bien marqués à l'Ouest et au N.-O., plus atténués à l'Est. Différence notable cependant : aucun accident de cette sorte n'existe vers le Sud où le massif passe insensiblement à la cuvette d'Acharné. La configuration générale est elle aussi du même type : à l'Ouest, au Nord-Ouest et à l'Est, le Djebel Zaouiyé est délimité par des droites rectilignes qui se recoupent les unes les autres sous des angles très nets. Un gondolement synclinal très large accidente le massif selon une direction Nord-Sud, déterminant deux légers bombements anticlinaux de même orientation qui s'accusent nettement dans les deux apophyses cénomaniennes que le Djebel Zaouiyé lance vers le Sud et qui encadrent le début de la plaine d'Acharné.

3° *Morphologie.*

La façade occidentale qui domine le Rhâb a déjà été décrite [1]. *Le versant de pliure de Maarzaf* ne mérite guère plus qu'une mention car il n'est qu'un ressaut local dans la descente générale des couches vers l'Est. *Le versant de pliure d'Eriha* est au contraire un modèle du genre ; à hauteur de cette petite ville, l'érosion l'a déjà décapé et a mis à jour la craie sénonienne qui se montre en boutonnière ; la morsure érosive est toutefois si jeune que

[1] Voir *supra*, p. 113-117.

celle-ci n'a même pas pu encore être vraiment évidée en combe quoique le calcaire nummulitique donne déjà une corniche au-dessus d'elle et un petit crêt au-dessous.

Ces accidents mis à part, les formes tabulaires dominent. Entre l'arête faîtière qui longe le Rhâb et l'axe du synclinal de l'Ouadi ech Chouh, *le plateau supérieur du Zaouiyé* est formé de calcaires durs, nummulitiques au Nord, cénomaniens au Sud. En pente vers l'Est, son relief est assez diversifié. Des gorges, le poljé de Kansafra et surtout des appareils volcaniques et des coulées donnent de nombreux paysages originaux. *Le plateau oriental* au contraire est d'une monotonie désespérante. Compris entre la pliure d'Eriha et l'axe synclinal de l'Ouadi ech Chouh à l'Ouest, la pliure de Maarzaf à l'Est, c'est une table calcaire, désolée et rocailleuse, sans aucun lieu habité mais où par un paradoxe étrange et incompréhensible se localisent presque toutes les villes mortes de l'époque byzantine. Ici comme dans le Djebel Ala-Djebel Baricha, ces villes se sont établies sur les calcaires les plus durs, dépourvus de tout sol et de toute végétation. Ce plateau est moins étendu que le plateau supérieur. Il ne dépasse pas au Sud la ligne transversale Maaret en Noman-Has-Kafer Nebel-Fatiré (Coupe 11) au delà de laquelle affleure largement la craie sénonienne dont les mamelonnements s'abaissent petit à petit et assurent une transition progressive avec le plateau de Hama.

Le Djebel Zaouiyé présente donc une grande originalité et une grande diversité de paysages. Certains traits le rendent en outre particulièrement intéressant du point de vue morphologique.

H. Vautrin [1] a signalé depuis longtemps que le Nummulitique y était transgressif sur le Sénonien et le Cénomanien (Coupes 9, 10, 11). *L'existence d'une surface pré-nummulitique* (S_1) *est donc indubitable.* Bien qu'elle ait dû être retouchée postérieurement à sa formation, elle coïncide à peu près avec le plateau supérieur du Zaouiyé au Nord de la transversale Maaret en Noman-Fatiré (Coupe 11) partout où affleure le Cénomanien. Aucune autre surface ne peut être détectée de manière sûre. Le fait cependant que la topographie entre Kafer Nebel et Maaret en Noman passe du Sénonien au Nummulitique très dur sans aucun ressaut de

[1] **4**, p. 79, fig. 38. La coupe de H. Vautrin correspond à notre coupe 11.

celui-ci sur celui-là s'explique difficilement en dehors de l'hypothèse d'une pénéplanation (Fig. 4).

Les formes karstiques mineures ne sont bien développées que sur les calcaires lutétiens. L'infiltration cependant n'a pas engendré le paysage qu'on en attendrait et n'a pas supprimé le ruissellement qui a laissé partout sa marque sous forme d'un réseau de talwegs bien dessiné. Ce réseau est mort à l'heure actuelle et doit être la survivance d'une phase climatique de plus grande humidité.

Un seul poljé se voit dans le massif. Il est situé dans le Cénomanien et sur le faîte du plateau supérieur. Il est grossièrement circulaire et son diamètre mesure 5 km. environ. Le fond est plat et alluvial. L'existence de cet unique poljé étonne au premier abord car aucune forme similaire ne se révèle dans tout le reste du massif. En réalité, son évolution a été commandée principalement par le barrage opéré par la coulée basaltique qui a son origine sur sa limite méridionale. Celle-ci a arrêté le ruissellement qui se faisait en direction du Rhâb par la trouée où les laves ont coulé et a obligé ainsi la partie amont du réseau à évoluer uniquement par infiltration.

Les phénomènes morphologiques les plus originaux demeurent toutefois les formes volcaniques.

4° *Le volcanisme*
(Planches IV et V)

L'existence du volcanisme dans le Djebel Zaouiyé était déjà connue mais tout ce qu'on en savait, se résumait dans les petites tâches rouges portées sur les cartes géologiques dont l'échelle n'excédait pas le 1/500.000°. Ce volcanisme était attribué au Pliocène. En réalité, l'on va voir, qu'à l'exemple de celui du Rhâb, il ne peut être de cette époque [1].

A. Les appareils volcaniques. — Personne, semble-t-il, n'a encore signalé la présence de volcans dans le Djebel Zaouiyé. *Ils y existent cependant au nombre d'une quinzaine.* Ce sont du Nord au Sud : Nebi Ayoub (939 m.)

[1] 29.

qui constitue le sommet du massif et dont le tronc de cône noir surmontant les calcaires roses se voit de tous les massifs environnants, Ech Cheikh Toumane (Coupe 9), Tell Bedrane (Coupe 10), Tell et Tiné (?), Tell el Qadi, la cote 847, la cote 838 (Coupe 11), Tell Sahrij (?), Tell Kafer Njouz, Tell Messaya, la cote 802 (près du village de Kafer Aouaid), Tell Qleïli, la colline située à l'Est du village de Flaïfel, celle sise à l'Ouest du hameau de Kafer Mouss, Ech Cheikh Ali (Coupe 12).

Ces volcans sont de petites dimensions, ce qui leur a fait donner le nom de tells par les habitants. Leur diamètre à la base est de l'ordre de 400 à 700 m., leur hauteur varie de 20 à 70 m. Certains se présentent comme de simples boursouflures et sont sujets à contestation, d'autres comme des collines arrondies qui dominent les coulées environnantes, d'autres enfin (Nebi Ayoub, ech Cheikh Toumane, ech Cheikh Ali) ont des profils tronconique classiques et montrent à leur sommet des cratères en forme de large cupule peu profonde et ouverte du côté où s'est produite la coulée.

En général, ces appareils sont bien conservés. Seul, celui de Tell Bedrane, paraît ne plus correspondre qu'à l'affleurement du culot qui remplit l'ancienne cheminée ; l'ensemble de l'appareil a disparu ; l'importance de la coulée de lave qui en est sortie donne à penser que celui-ci était le plus grand des appareils du Djebel Zaouiyé.

B. Les coulées. — *Elles sont de faible dimension.* Leur longueur ne dépasse pas en général quelques kilomètres. Les deux plus importantes sont : la coulée qui a dévalé l'escarpement occidental du Djebel Zaouiyé jusqu'à la dépression du Rhâb (c'est la seule à s'être alimentée à plusieurs appareils) et la coulée qui, originaire de Tell Bedrane, avance en direction du S.-S.-E. ; la longueur de celle-ci atteint 14 km. (18 km. au moins primitivement car des restes s'en retrouvent près du village de Kafer Sejné). Toutes ces coulées sont très peu épaisses. Elles semblent s'être produites en une seule fois car on n'observe nulle part de superpositions de nappes issues d'un même point origine.

Ces coulées ont toutes utilisées les points bas du relief (poljés, vallées ou dépressions), rejetant les oueds sur leur bordure où beaucoup de ceux-ci sont encore installés. A l'exception de la coulée de Tell Bedrane qui a

été séparée en deux par l'ouadi Chouaa, l'érosion ne les a encore guère attaquées.

C. Localisation du volcanisme. — Les appareils sont relativement bien groupés dans une bande de 18 km. de long sur quelques kilomètres de large. Cette bande correspond au plateau supérieur du Djebel Zaouiyé de telle sorte que les coulées ont divergé dans presque toutes les directions. Elle est orientée parallèlement à l'escarpement occidental du massif, c'est-à-dire du N.-N.-E. au S.-S.-O. Il est à remarquer que les phénomènes volcaniques ne sont ici en liaison directe avec aucune faille.

D. Age. — La double constatation que les vallées divergent de la partie supérieure du Djebel Zaouiyé et qu'elles ont utilisé les points bas du relief obligent à admettre que la structure et le relief actuels étaient acquis quand elles se sont produites. *Le volcanisme du Djebel Zaouiyé ne peut donc être daté du Pliocène* puisque la dernière grande période orogénique est villafranchienne. *Il est du Quaternaire* et postérieur au façonnement de la terrasse d'el Houach que ses coulées recouvrent, c'est-à-dire, postérieur au lacustre inférieur [1]. Il est vraisemblable qu'il est contemporain du volcanisme du Rhâb, postérieur aussi par conséquent au lacustre supérieur.

V. La Cuvette d'Acharné.

C'est par une transition progressive que le Djebel Zaouiyé passe vers le Sud à la cuvette d'Acharné dont aucun grand accident ne le sépare. Le phénomène est suffisamment nouveau dans la bordure du socle syrien pour mériter d'être noté. Au Nord en effet, les unités structurales et morphologiques sont beaucoup plus marquées et mieux délimitées.

Malgré cette réserve, la cuvette d'Acharné n'en a pas moins son originalité. *C'est un vaste bassin elliptique remblayé par le lacustre inférieur*. Comme celui-ci est peu épais, il ne fait que masquer le substratum de telle sorte que les déformations de celui-ci doivent être les mêmes que celles de la topographie superficielle.

[1] Voir *supra*, p. 129-130.

La structure montre un abaissement en direction des deux grands axes de l'ellipse. L'axe Nord-Sud paraît bien prolonger celui du gondolement synclinal intérieur du Djebel Zaouiyé. L'axe Est-Ouest correspond au tracé de l'Oronte entre Cheizar et Acharné. A l'intersection des deux axes, se trouve un ombilic remblayé par des alluvions et occupé encore récemment par des marais [1]. Il est vraisemblable que *la subsidence de cet ombilic s'est accompagné de failles :* l'escarpement N. N. E.-S. S. O. qui va de Kornaz à Acharné et qui a un dénivelé d'une cinquantaine de mètres est dû probablement à une petite cassure superficielle avec regard vers l'E.-S.-E. ; une autre cassure d'orientation N. N. O.-S. S. E. lui fait face et a provoqué dans la vallée de l'Oronte la grosse résurgence de Tell Ouioun, cette dernière faille se traduit cependant beaucoup moins dans le relief.

La structure d'ensemble est donc très calme. Le relief aussi qui est constitué par de grands plateaux et par des plaines recouverts de terra rossa. Région complètement abandonnée jusqu'à une date très récente, la cuvette d'Acharné est un magnifique terroir où la culture des céréales et maintenant celle du coton prennent un développement de plus en plus grand.

Du point de vue de l'évolution morphologique, les faits les plus intéressants sont la localisation du lacustre inférieur dans la dépression où celui-ci borde très exactement le Djebel Zaouiyé, le plateau de Massiaf et la pliure de Cheizar, de même que le recoupement de ce même lacustre par la fracture libano-syrienne. Ces faits ont déjà été signalés. Un autre de grande portée mérite aussi de l'être : le substratum est formé essentiellement par le Cénomanien sur lequel ont subsisté peut-être quelques rares placages de Sénonien comme c'est le cas notamment au contact du Djebel Zaouiyé. Or les calcaires cénomaniens tels qu'on peut les observer dans l'éperon qui va finir à Qalaat el Moudiq sont recoupés par une surface d'érosion (Coupes 12 et 13) qui passe sous le lacustre. Cette constatation jointe à celle de la disparition du Sénonien et du Nummulitique mérite d'être retenue ; on verra qu'elle a une grande signification.

[1] Voir Tableau N° II, p. 229.

VI. Le plateau de Massiaf (ou du Nahr Saroute).

Le passage de la cuvette d'Acharné au plateau de Massiaf est aussi progressive que celle qui existait entre le Djebel Zaouiyé et la cuvette. Ici aussi aucun accident structural n'est visible.

Le plateau de Massiaf est le symétrique du massif du Djebel Zaouiyé par rapport à l'Oronte de Cheizar-Acharné. Il révèle cependant une *structure* beaucoup plus calme. La disparition du Rhâb fait, en premier lieu, qu'il s'appuie directement sur le Djebel Ansarieh à l'Est de la fracture libano-syrienne. Constitué entièrement par du Cénomanien, le plongement de celui-ci en direction de l'Est ne fait que continuer avec un pendage plus faible, la plongée orientale du Djebel Ansarieh. A vrai dire, il n'est que l'enveloppe crétacée de cette montagne, enveloppe déjà visible de Deir Chmail à Massiaf où elle borde la cuvette d'Acharné. Bien que le synclinal méridien de celle-ci s'y prolonge peut-être quelque temps encore, il s'agit d'une structure très calme et presque tabulaire.

La morphologie elle aussi est d'une grande simplicité. Au contact du Djebel Ansarieh, les couches du Crétacé inférieur plus tendres ont été largement déblayées et ont donné une large dépression Nord-Sud qui va de Massiaf à l'ancienne Raphanée [1].

Le fait capital cependant est celui de la pénéplanation générale du plateau [2] : les couches plongent toutes vers l'Est et sont partout recoupées par la surface topographique. Bien que légèrement bombée et disséquée par les ravins, cette surface est régulière. Au Sud, elle est recouverte par une langue de basalte plaisancien qui n'avait pas été signalée jusqu'ici sur les cartes géologiques . *Cette surface est donc pré-plaisancienne, pontienne même* de manière plus précise puisque la grande coulée basaltique de la Syrie du Nord fossilise toutes les assises jusqu'au Vindobonien inclus.

Le plateau de Massiaf est traversé obliquement par l'Ouadi es Saïdé et surtout par le Nahr Saroute dont la direction est S.O.-N.E. Cette

---

[1] Par là passait jusqu'à la période arabe la grande voie de circulation qui faisait suite à celle du Rhâb. C'est elle que les Croisés ont utilisée.

[2] Elle se devine déjà sur une coupe de L. Dubertret, **5**, p. 35, fig. 24.

direction qui est franchement oblique par rapport à celle du pendage des couches et de la surface d'érosion montre que le tracé de ces rivières s'est établi en fonction d'une autre inclinaison du plateau.

VII. Le Djebel Helou et le Waar.

La bordure du socle syrien s'achève au Sud par le Djebel Helou et par le Waar.

Le Djebel Helou a déjà été étudié avec le Djebel Ansarieh [1]. C'est un énorme amas de laves et de cendres que la fracture libano-syrienne recoupe sur une épaisseur de plusieurs centaines de mètres sans que la base se fasse jour pour autant. De là se sont échappées des coulées qui se sont répandues jusqu'aux environs d'Alep et que l'on retrouvera bientôt. Il forme une protubérance qui est grosso modo semi-circulaire mais qui marque cependant une pointe vers le Sud-Est.

A ses pieds, s'étend un plateau basaltique relativement très tranquille dont la lisière est constituée par le lac de Homs et par le cours de l'Oronte depuis ce lac jusqu'à Rastane. Ce plateau qui porte le nom de *Waar* à cause des difficultés qu'il oppose à la circulation [2], descend de 600-500 m. jusqu'à 400 m. au Nord-Est. Il est semé de blocs produits par la désagrégation des basaltes. Quelques carrières aux environs de Homs permettent de suivre les étapes de cette désagrégation : les eaux s'infiltrent le long des plans diaclasés qui découpent la roche en polyèdres, elles attaquent celle-ci le long de ces plans et la transforment en arène qui est entraînée par le ruissellement. Les blocs basaltiques, de plus en plus arrondis selon leur âge de dégagement, restent seuls à la surface du plateau.

Le pays est donc très pauvre et peu habité sauf dans les talwegs et les dépressions où les produits de la désagrégation s'accumulent et donnent des fonds plats. Ces petites plaines alluviales souvent inondées en hiver gardent jusqu'au cœur de l'été des étangs et des mares qui portent le nom de « Ram» [3]. La plus importante de ces plaines est la *dépression du Houlé* qui longe le bord Sud du plateau de Massiaf depuis l'ancienne

---

[1] **31, 34**. [2] Voir *supra*, p. 105, note 1. [3] **14**, p. 5.

Raphanée où aboutit la dépression subséquente du plateau de Massiaf déjà décrite, jusqu'au village de Bouloz, elle mesure 20 km. de long.

Du point de vue de l'évolution morphologique, la signification du Waar est capitale. Celle-ci a déjà été analysée [1], aussi n'est-il besoin ici que de résumer les principales conclusions auxquelles on est arrivé antérieurement.

La surface que les basaltes ont fossilisée s'enfonce partout en direction du Djebel Helou sous lequel son altitude doit se trouver vers —225 m. Le Djebel Helou est donc actuellement au centre d'un ombilic. Il n'est pas pensable que cette position soit primitive car les laves n'ont pu couler à contre-pente ; il faut donc conclure que le *Djebel Helou depuis l'émission des laves s'est transformé en zone de subsidence.* Originellement il devait atteindre une altitude d'environ 2500 m. qu'il a perdue au Villafranchien et au cours du Quaternaire, entraînant de ce fait la réouverture du seuil Homs-Tripoli, la formation de la cuvette de Homs et le changement de profil longitudinal de la Bekaa septentrionale.

D'autres conséquences tout aussi importantes découlent de cette subsidence du Djebel Helou.

La première est celle de l'inexistence de la trouée de Hassié entre l'Anti-Liban et la dorsale palmyrénienne. Pareille ouverture du relief est forcément postérieure à l'épanchement des laves sans quoi celles-ci s'y seraient engagées. Cette trouée est due à la subsidence de la cuvette de Homs dont elle n'est d'ailleurs qu'une annexe. L'Anti-Liban et la dorsale palmyrénienne étaient alors une chaîne continue depuis l'Hermon jusqu'au Djebel Bichri.

La seconde attire l'attention sur la transformation complète du relief qui s'est opérée entre le Djebel Zaouiyé et le Waar depuis l'émission des laves. Si la topographie avait été celle de l'heure présente, les laves auraient submergé le plateau de Massiaf et la cuvette d'Acharné et de là auraient pénétré dans le Rhâb, au lieu de se propager en direction d'Alep où elles forment des plateaux beaucoup plus élevés que les régions qui viennent d'être mentionnées.

Cette constatation confirme les arguments qui ont été donnés de la non-ouverture du Rhâb avant le Villafranchien. Elle montre aussi que, du

[1] **31, 32, 34**, p. 217-218.

Waar au Djebel Zaouiyé, le relief était beaucoup plus élevé et formait la pente d'un immense massif qui a rejeté l'écoulement des laves vers l'Est. La subsidence de la cuvette d'Acharné avec les répercussions qu'elle a eues sur les régions limitrophes, est donc elle aussi villafranchienne et acquise au Quaternaire à l'époque où des lacs s'étendaient dans le Rhâb.

§ III. LES PLATEAUX INTÉRIEURS

(Planches I, II).

Bien qu'infiniment plus calmes que dans les chaînes côtières, la structure et le relief de la bordure du plateau syrien sont encore relativement mouvementés. Le Djebel Oustani, le Djebel Ala-Baricha, le Djebel Zaouiyé sont loin d'être négligeables et méritent bien encore leur nom de Djebel.

Il n'en est plus de même dès qu'on les a dépassés et qu'on aborde l'intérieur syrien proprement dit. A l'exception de la dorsale palmyrénienne, tout devient plus tranquille et le paysage ne présente plus qu'un agencement de plaines et de plateaux. Les lignes horizontales triomphent partout.

Cette morphologie correspond à la structure qui est la simplicité même. Autour d'un noyau cénomanien qui affleure dans le Djebel Zaouiyé méridional, la cuvette d'Acharné et le plateau de Massiaf, se dispose une première auréole sénonienne qui affleure de Maaret en Noman à Rastane, puis une seconde, plus excentrique, faite de Nummulitique, qui va jusqu'à l'Euphrate. Au Nord, la transgression vindobonienne a laissé ses dépôts jusqu'au parallèle de Maaret en Noman. *C'est une structure de couverture de socle où les couches ont des pendages très faibles.*

Dans cette structure, un trait attire l'attention : la présence d'une grande traînée basaltique qui se suit de manière à peu près continue depuis le Waar jusque vers Alep.

I. Les plateaux basaltiques.

Ces plateaux orientés S.O.-N.E. donnent la clef de l'évolution morphologique de la Syrie intérieure.

1° *Description.*

Ils commencent à proximité du Waar par une série de très belles buttes-témoins qui se trouvent de part et d'autre de l'Oronte de Hama. Un plateau de 75 km. de long leur fait suite, vaste table que l'érosion a d'ailleurs séparée en deux fragments qui n'ont pas de noms qui leur soient propres et que nous avons proposé d'appeler plateau de Sélémiyé et plateau d'Abou Douhour [1]. Les marais de Madek et de Kharaitch les interrompent au Nord mais ils reprennent bientôt pour donner deux nouvelles tables qui sont très belles : le Djebel Hass et le Djebel Chbeit.

Observée sur ses bords où elle forme corniche, *la nappe basaltique ne dépasse pas ordinairement une dizaine de mètres d'épaisseur*. Celle-ci même se révèle infime en certains points où la surface du plateau laisse apparaître le substratum (comme à Samra par exemple à l'Est de Khan Cheikoun). Aux endroits où l'épaisseur est la plus grande, elle doit atteindre tout au plus 50 m., ce chiffre devant être considéré comme un grand maximum.

Etant donnée sa longueur, la nappe basaltique ne représente donc qu'une pellicule insignifiante.

La morphologie de ces plateaux se résume en deux séries de formes : les espaces tabulaires et les corniches.

La surface des plateaux rappelle celle du Waar et donne d'immenses étendues parsemées de blocs, sillonnées de quelques talwegs en général très peu enfoncés dans des vallées très évasées. La topographie est cependant beaucoup moins mouvementée que celle du Waar et aucune dépression alluviale ne s'y rencontre. L'uniformité est la règle.

Celle-ci ne cesse que sur les bords où la table basaltique se termine presque partout en *corniches* qui surplombent les couches sous-jacentes. Ces corniches sont très accusées autour du Djebel Hass et du Djebel Chbeit, elles sont aussi très vigoureuses dans la partie méridionale du plateau de Sélémiyé et dans les buttes de Hama ; par contre, elles sont

[1] Cette discontinuité provoquée par la vallée de Tlessiyé n'apparaît pas sur les cartes géologiques actuelles. Elle résulte des levers que nous avons faits dans la région.

peu soulignées au Nord du plateau d'Abou Douhour ainsi qu'à l'Ouest de ce plateau et de celui de Sélémiyé. Elles s'effacent même totalement aux environs de Maaret en Noman où la nappe vient s'appuyer sur la culmination transversale du Djebel Zaouiyé.

La morphologie ne soulève donc aucun problème particulier sinon celui de l'origine de la nappe et de son évolution.

2° *Origine et unité de la nappe basaltique.*

Malgré les vides qui existent entre ces plateaux, la simple vue de la carte suggère immédiatement qu'ils sont dûs à une nappe volcanique, fragmentée après sa mise en place.

Tous les plateaux basaltiques sont en position haute ; autrement dit, les laves ont été partout disséquées et morcelées par l'érosion ; en aucun cas, ne s'observent de coulées qui auraient cheminé par des vallées ou des dépressions actuelles. Les laves sont donc antérieures au paroxysme orogénique villafranchien et sont donc à dater du Plaisancien comme celles du Waar, du Djebel Helou, du Liban septentrional et du Djebel Ansarieh méridional.

En outre, *aucun centre d'émission n'est décelable sur toute leur étendue.* Aucun appareil n'est visible, ce qui correspond bien d'ailleurs à la manière dont a opéré le volcanisme pliocène. Aucune fracture n'existe non plus qui aurait pu donner naissance à un épanchement de laves [1]. L'épaisseur de la nappe étant partout très faible, aucun amas de laves particulier ne permet de conclure à un centre d'émission en ces lieux.

Reste donc sur l'origine de ces laves, l'hypothèse la plus simple que les remarques précédentes n'avaient pour but que de faire apparaître en meilleure lumière : *les plateaux basaltiques de la Syrie intérieure sont les témoins d'une nappe unique en provenance du Djebel Helou.* L'importance de ce centre volcanique ne fait pas de doute après ce qui a été dit précédemment et la totalité des laves de la Syrie intérieure (à l'exception cependant des basaltes quaternaires du Djebel Zaouiyé et du Rhâb) en provient.

[1] Par suite, nous ne voyons pas ce qui a pu amener J. Dresch (*La Méditerranée et le Moyen-Orient*, Tome II, p. 219) à écrire : « des fractures expliquent les alignements d'appareils volcaniques et de coulées basaltiques, fréquents encore entre Hama et Alep ... »

La persistance d'un pareil manteau sur la topographie pré-plaisancienne est évidemment un excellent point de repère pour reconstituer l'évolution de la Syrie intérieure.

3° *La nappe basaltique et l'évolution morphologique de la Syrie intérieure.*

Fossilisant des couches d'âge différent, aplanie elle-même par une nouvelle reprise de l'érosion, puis considérablement déformée par la suite, la nappe basaltique permet de reconstituer la topographie ancienne de la Syrie intérieure et de dater les grands accidents de cette région.

A. La surface pontienne. — Du Djebel Helou à Alep, la nappe basaltique a coulé sur le Cénomanien, le Sénonien, le Nummulitique et le Vindobonien; étant elle-même plaisancienne, la surface d'érosion qu'elle fossilise est pontienne de toute évidence. *Cette surface est partout* parfaitement *régulière et ne laisse voir aucun relief que les laves auraient contourné ou fossilisé.* Il s'agit donc d'une pénéplaine (S_3) très bien nivelée et qui manifeste même un degré d'aplanissement remarquable.

La topographie était donc à la fin du Pontien complètement sénile, sans être pour autant, — ce qui serait une pure vue de l'esprit, — un plan au sens géométrique du terme. *La manière dont les laves se sont épanchées permet de reconstituer les traits essentiels de ce qui restait du relief.* L'axe de la coulée basaltique indique que la Syrie intérieure était parcourue du S.-O. au N.-E. par une grande gouttière qui a canalisé la nappe. Cette gouttière se relevait partout à l'Ouest et au N.-O. vers le Djebel Ansarieh. Il en était de même vers l'Est où le Djebel Esriyé avec son axe Nord-Sud prolonge le bombement de la grande boucle de l'Euphrate jusqu'à la dorsale palmyrénienne, ligne de points hauts qui servent toujours de ligne de partage des eaux entre l'Oronte et le Queiq d'une part, l'Euphrate de l'autre.

Cette gouttière ne pouvait être que la vallée du Proto-Oronte qui, au Pontien, devait se jeter dans l'Euphrate à l'endroit où il s'incurve le plus vers l'Ouest.

B. La surface villafranchienne. — Mise en place au Plaisancien, la nappe a subi postérieurement une phase d'aplanissement. Son épaisseur si uniforme et si faible s'expliquerait difficilement autrement. Elle n'est

pas plus épaisse en effet sur les buttes de Hama qu'elle ne l'est près d'Alep au Djebel Hass alors qu'elle mesure plusieurs centaines de mètres sous le Waar et le Djebel Helou où les laves ont été conservées par suite de la subsidence de ces régions.

Des arguments plus directs peuvent aussi être invoqués.

L. Dubertret a signalé que le long de l'Oronte, le basalte est surmonté de cailloutis [1].

Par ailleurs, le long de la piste qui, de Hama se dirige vers le Waar et qui passe un peu au Nord-Ouest des villages de Kafer Behoum et de

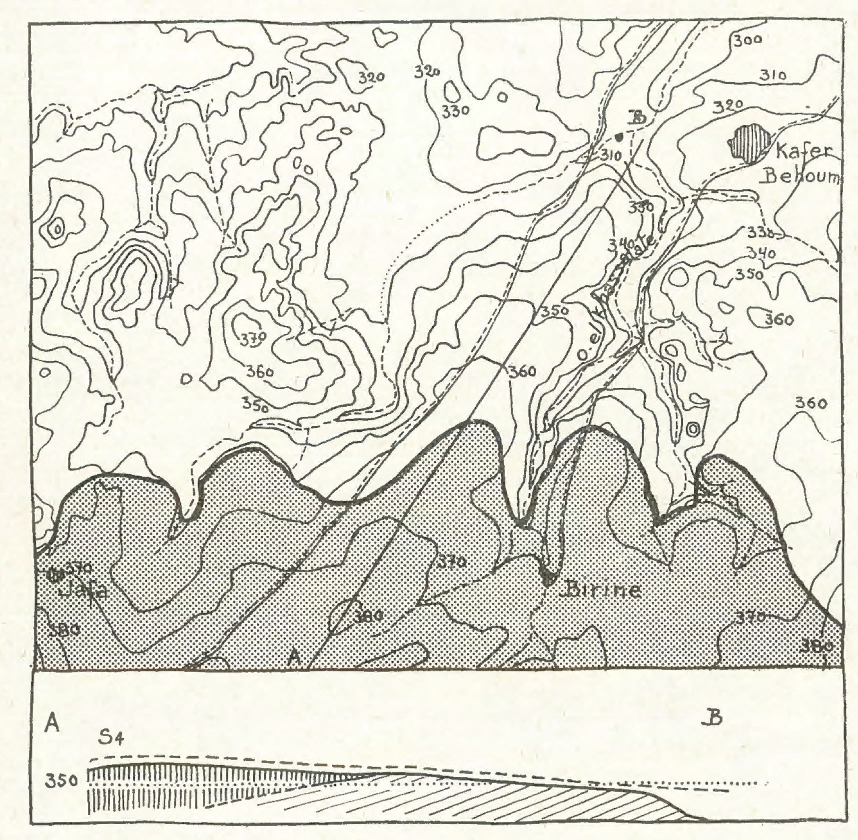


Figure 3. — La surface villafranchienne près de Kafer Behoum.
Echelle : 1/100.000e.

[1] 8. De même, 38, p. 199 : « After leaving the lake of Homs the Orontes first flows over Lower Pliocene basalt-sheets . . . , partly covered by thin gravel-deposits ».

Birine, s'observe une coupe très significative. Le contact des basaltes et de la craie sénonienne se montre au fond de l'Ouadi el Khassalate (1 km. N.-O. de Birine) et s'élève rapidement sur le flanc de la vallée pour sinuer ensuite sur le plateau. La surface d'érosion a donc une inclinaison assez forte et se trouve recoupée par la surface topographique. Celle-ci nivèle parfaitement les basaltes et la craie sénonienne; l'érosion différentielle n'a encore joué d'aucune façon pour faire saillir les basaltes au-dessus de la craie. On est donc en présence d'une surface d'érosion villafranchienne (S_4).

Une objection peut être soulevée cependant contre cette interprétation : le plateau de Hama auquel appartient la craie dont il vient d'être question est un grand glacis d'érosion quaternaire [1]. En réalité, cette objection ne fait pas difficulté car la croupe où passe la coupe qui a été décrite est à la même hauteur que le plateau de Massiaf et n'a pas été atteinte par l'érosion régressive qui a donné naissance au glacis. Son âge est donc bien post-plaisancien et antérieur au Quaternaire, c'est-à-dire villafranchien.

Une autre coupe permet également de mettre la surface post-plaisancienne en évidence [2]. Elle peut s'observer le long de la culmination transversale du Djebel Zaouiyé qui passe par Maaret en Noman et se prolonge dans le plateau d'Abou Douhour. Là aussi le glacis d'érosion du plateau de Hama n'a pas eu le temps de façonner toute l'étendue où affleure la craie sénonienne. Dans le golfe situé entre l'apophyse cénomanienne méridionale du Djebel Ansarieh et le plateau d'Abou Douhour, la craie forme des croupes beaucoup plus élevées, tangente à une surface qui monte de 400 m. près de Khan Cheikoun à 550 m. environ près de Maaret en Noman. En même temps, la corniche basaltique du plateau d'Abou Douhour qui est très nette au-dessus du plateau de Hama s'atténue progressivement et le versant qui la supporte diminue de hauteur. A l'arrière du Djebel Zaouiyé, la nappe basaltique se termine

---

[1] Voir *infra*, p. 175-177.

[2] Cette coupe prolonge les coupes 9 et 10 de la planche V sur lesquelles les basaltes apparaissent en biseau un peu à l'Est du point où ces deux coupes se terminent.

en biseau et la surface topographique passe indifféremment sur le Sénonien, le Nummulitique et les basaltes, sans qu'aucun relief structural ne sépare des roches de dureté pourtant si différente. Force est donc de conclure ici aussi à une surface d'érosion postérieure aux basaltes, c'est-à-dire post-plaisancienne, et antérieure à l'évidement du plateau de Hama (Quaternaire).

Aux deux extrémités de ce plateau, une surface villafranchienne, apparaît donc nettement. Elle recoupe la surface pontienne sous un angle si faible que pratiquement les deux surfaces sont parallèles. Elles se confondent presque puisqu'elles ne sont séparées que par l'épaisseur des basaltes, c'est-à-dire 50 m. tout au plus.

Malgré son âge très récent, la surface villafranchienne a subi des déformations considérables qu'il reste à analyser en détail car elles commandent le relief actuel.

C. Les déformations de la surface villafranchienne. — La coulée basaltique de la Syrie intérieure a cheminé du Sud-Ouest au Nord-Est. Son profil longitudinal était donc incliné à l'origine dans ce sens. La présence de contre-pentes dans la surface pontienne, dans les basaltes et dans la surface villafranchienne, ne peut donc s'expliquer que par des mouvements tectoniques récents, postérieurs à la pénéplanation villafranchienne.

a. *Description.* — Le relèvement de la surface de base du Waar (S_3) a déjà été décrit [1]. Elle affleure au fond de la vallée de l'Oronte près de l'usine hydro-électrique de Gajar à 330 m. et monte le long du versant de la gorge pour se terminer en biseau à 420 m. sur le haut du plateau situé en face de Rastane. Dans le Waar par suite de la subsidence du Djebel Helou, la surface villafranchienne qui forme la topographie actuelle a une pente inverse de la précédente et s'abaisse de 500 m. au pied du Djebel Helou à 420 m. en face de Rastane.

Au Sud-Est de l'extrémité du Waar, les surfaces désormais parallèles montrent dans le petit plateau de Rastane (rive droite de l'Oronte)

---

[1] Voir *supra*, p. 164.

un plongement du Nord au Sud. De 550 m. au-dessus de l'Oronte, ce plateau descend à 491 m. en l'espace de 4 km.

A l'Est et au Nord-Est du Waar, une série de très belles buttes toujours recouvertes de basalte permet de déceler des mouvements encore plus importants. Des fragments de basalte, non roulés et donc en place, sont bien visibles encore à 430-440 m. à Joubb ed Dam (lieu-dit situé à 500-1000 m. du village de Tell Qartal) et ne montrent encore qu'un très faible relèvement par rapport au Waar.

Mais tout change brusquement, un kilomètre plus loin, dans les buttes. La butte d'Abou Dardé a sa surface de base à 650 m. au Sud et à 600 m. au Nord; celle de Taqsis à 600 m.; celle de Bilé Koumar voit cette surface descendre de son sommet (652 m.) jusqu'à 550 m. au pied du versant Nord. Le Djebel Arbaïn a sa surface de base à 640-650 m. Par contre, la colline appelée Qreïne el Hajal montre cette même surface à 400-410 m. et elle est précédée au Sud par des fragments de basalte non roulés qui jonchent le plateau vers 380-400 m.

La surface des basaltes se relève donc avec une extrême brusquerie le long d'une ligne N.O.-S.E., perpendiculaire par conséquent à la direction de la coulée et qui passe sur la bordure Sud-Ouest des buttes d'Abou Dardé, de Bilé Koumar et du Djebel Arbaïn. Nulle trace de faille n'est visible ce qui donne à penser que ce relèvement de la nappe devait s'opérer avant son démantèlement par un versant de pliure. Les trois buttes qui viennent d'être nommées sont les plus hautes et se tiennent vers 650 m. (avec une plongée locale très marquée à celle de Bilé Koumar). De ce faîte, les basaltes esquissent une descente vers le Nord et le Nord-Est; celle-ci est déjà sensible dans le Djebel Abou Dardé (600 m.) et dans la butte de Taqsis, elle est repérable également dans le petit témoin de basalte (550 m.) qui coiffe le Djebel es Souri, elle est plus manifeste encore dans la colline de Qreïne el Hajal et dans ses environs (380-400 m.). La nappe basaltique amorce donc un mouvement de descente vers l'Oronte dans la partie de son cours orienté S.E.-N.O., mouvement plus vigoureux au N.-O. qu'au S.-E. mais net partout cependant.

De l'autre côté de l'Oronte, les basaltes reprennent à 600 m. d'altitude au Sud du plateau de Sélémiyé comme au sommet des buttes qui le prolongent vers l'Ouest : Djebel Kefer Raa et Djebel Zaïne el Aabdine.

Sur ses deux buttes, des fragments très importants de l'ancien entablement se sont cassés et ont glissé sur les versants, à 100 m. quelquefois en contre-bas de leur position primitive. Le plateau de Sélémiyé reprend donc à une hauteur voisine de celle des buttes les plus élevées de la rive gauche. A la différence cependant de ce qui se passe de ce côté, les témoins basaltiques isolés de la rive droite sont trop peu nombreux pour mettre en évidence une pente vers l'Oronte. Le seul argument à faire valoir dans ce sens est que le grand éperon qui termine le plateau de Sélémiyé ne culmine pas à son extrémité (600 m.) mais un peu plus au Nord (650 m.).

De là, le plateau de Sélémiyé descend régulièrement, passant de 650 m. au Sud-Ouest à 450 m. et même 400 m. au Nord-Est. La surface s'abaisse même jusqu'à 350 m. puis 300 m. dans la langue isolée d'Abou Khanatej.

Le plateau d'Abou Douhour présente des phénomènes semblables. Il reprend vers 400 m. au delà de la vallée de Tlessiyé qui le sépare du plateau de Hama, il marque un bombement à 450-500 m. d'altitude puis s'incline à nouveau en direction du Nord-Est où il n'a plus que 300 m. dans les éperons qui meurent aux environs des marais de Madek.

Après la grande dépression qui occupe ces marais et ceux de Kharaitch, le Djebel Hass reprend à 300 m., s'élève jusqu'à 600 m. et marque avant de se terminer sur la gouttière d'Alep et la lagune de Jabboul le début d'une descente qui le ramène à 500 m. Le Djebel Chbeit, moins étendu, montre des déformations semblables quoique plus atténuées.

b. *Conclusions.* — De cette description, les conclusions ressortent d'elles-mêmes. La nappe basaltique après sa mise en place et son nivellement a été affectée de grands gondolements transversaux dont la direction est presque toujours N.O.-S.E.

Ces accidents sont les suivants :

— *Pliure d'Abou Dardé* (du nom de la butte la plus importante et du village situé à sa base au point où la pliure devait passer). Orientée N.O.-S.E., elle relève brusquement la nappe basaltique.

— *Culmination des buttes Abou Darbé-Djebel Arbaïn.*

— *Ensellement de l'Oronte entre Hama et Sélémiyé.* Orientée également N.O.-S.E., ce synclinal se déduit de la retombée que les basaltes montrent au Nord-Est des buttes Abou Dardé-Bilé Koumar-Djebel Arbain.

— *Culmination du bord du plateau de Sélémiyé.*

— *Ensellement de la vallée de Tlessiyé.* De direction S.O.-N.E., il sépare les plateaux de Sélémiyé et d'Abou Douhour.

— *Culmination du plateau d'Abou Douhour* de direction N.O.-S.E.

— *Ensellement des marais de Madek et de Kharaitch.* Même direction.

— *Culmination du Djebel Hass et du Djebel Chbeit.* Même direction.

— *Ensellement Alep-Jabboul.*

L'existence de grandes déformations datant de la fin du Villafranchien est donc bien prouvée. La morphologie est en conformité avec elles ; les points hauts correspondant aux culminations, les dépressions étant installées dans les ensellements. *C'est à partir de ces déformations que le réseau hydrographique s'est fixé* [1] *et que le cycle d'érosion actuel a travaillé.*

Il reste à examiner maintenant les régions situées entre les plateaux basaltiques et la bordure du socle.

II. La plaine d'Idlib-Terib.

Cette plaine qui est une des plus vastes de la Syrie intérieure est nettement délimitée au Nord et à l'Ouest par les plateaux vindoboniens du Djebel Smane, du Djebel Baricha et du plateau d'Idlib ; au Sud par le Djebel Zaouiyé et le plateau d'Abou Douhour ; à l'Est au contraire, elle se confond avec la dépression des marais de Madek.

Sa structure résulte de l'interférence de plusieurs influences. Elle représente en premier lieu la prolongation et l'épanouissement du synclinal d'Idlib formé par le revers du Djebel Baricha et du plateau d'Idlib d'un côté, par la grande pliure d'Eriha de l'autre. Ce trait structural est certainement le plus ancien car le synclinal d'Idlib d'orientation S.O.-N.E. est parallèle aux grands plis méditerranéens et a donc dû commencer à se former en même temps qu'eux, c'est-à-dire dès la fin du Crétacé.

A cette première structure, s'en est superposée une autre, celle de l'ensellement transversal des marais de Madek apparu au Villafranchien. Cet accident beaucoup plus important que le premier a transformé en cuvette l'extrémité Nord de la cuvette, à tel point que la plaine de Térib apparaît

[1] Voir *infra,* p. 194 et suiv.

maintenant beaucoup plus comme la suite de cet accident que comme la prolongation du premier.

Dans sa partie orientale, la plaine de Térib est accidentée d'un petit dôme vindobonien traversé par la route Hama-Alep entre les villages de Maaret et de Kafer Halat. Celui-ci est fortement dyssymétrique et se prolonge en direction du Sud-Est. Il donne l'impression qu'entre lui et le Djebel Smane existait un synclinal du type «synclinal pincé» qui prolongerait celui situé entre Djebel Smane et Djebel Baricha et qui aurait été remblayé par les alluvions.

La morphologie est en continuité avec celle du plateau d'Idlib, c'est dire qu'elle correspond à la surface pontienne qui nivelle celui-ci et qui s'enfouit sous une trentaine de mètres de terra rossa à la base desquels se trouvent des cailloux roulés comme les sondages l'ont montré [1].

III. Le plateau de Hama.

Le plateau de Hama s'appuie au Nord sur la culmination transversale du Djebel Zaouiyé et finit au Sud au tronçon Ouest-Est de l'Oronte de Rastane. A l'Est, les plateaux d'Abou Douhour et de Sélémiyé le délimitent très nettement, de même qu'à l'Ouest, la pliure de Cheizar le sépare selon un tracé non moins précis de la cuvette d'Acharné. C'est une table dont la planité est presque parfaite en son centre et qui s'incline de 400 m. à l'Est à 300 m. à l'Ouest. Vers le Nord, une fois dépassé Khan Cheikoun, il perd cette allure tabulaire et se raccorde à des collines de plus en plus hautes taillées dans la craie ; vers le Sud-Est, il continue de chaque côté de l'Oronte jusqu'à Sélémiyé et même au delà.

Sa structure ne fait que prolonger vers l'Est l'ensellement de la cuvette, d'Acharné. Cet ensellement diminue cependant d'Ouest en Est et il est moins prononcé dans le plateau de Hama que dans la cuvette comme le montrent les déformations des plateaux basaltiques qui sont de la même époque.

La morphologie est un peu plus complexe. *Le plateau de Hama a manifestement été évidé aux dépens des surfaces pontienne et villafranchienne* au-dessous desquels il se trouve. Par contre, il est traversé de part en part par

[1] Voir *supra,* p. 154.

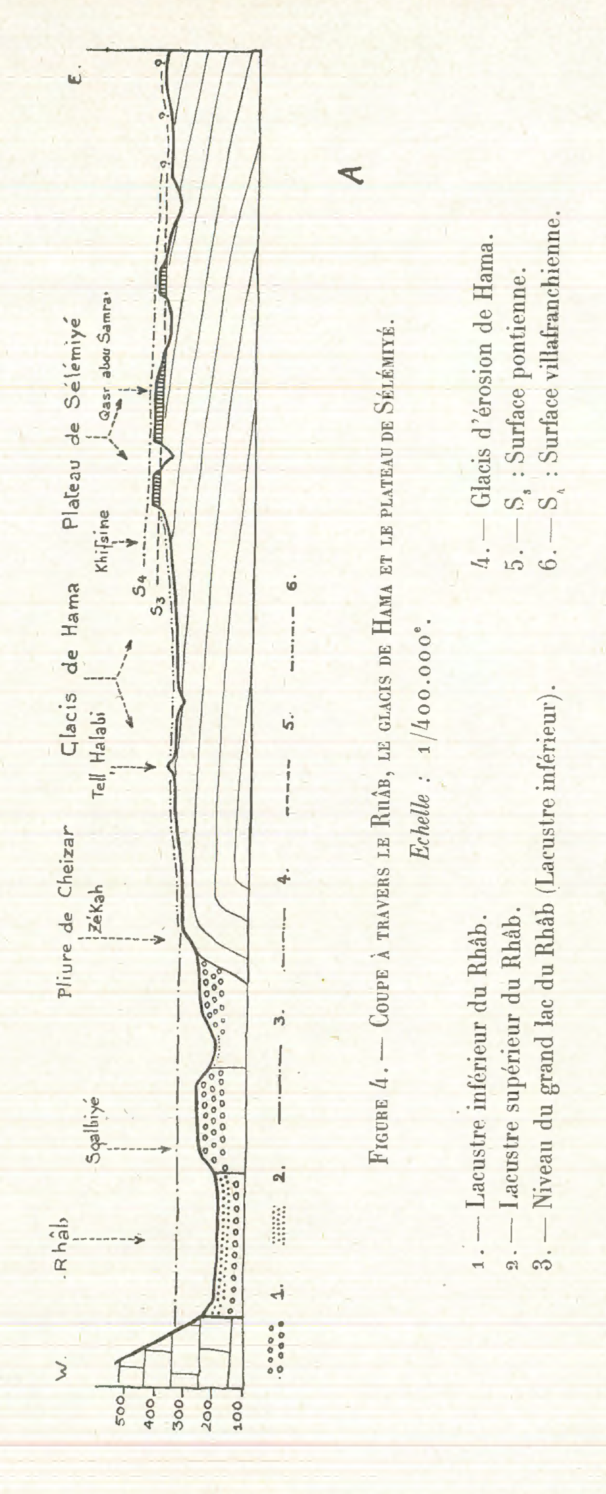


FIGURE 4. — COUPE À TRAVERS LE RHÂB, LE GLACIS DE HAMA ET LE PLATEAU DE SÉLÉMIYÉ.

Echelle : 1/400.000ᵉ.

1. — Lacustre inférieur du Rhâb.
2. — Lacustre supérieur du Rhâb.
3. — Niveau du grand lac du Rhâb (Lacustre inférieur).
4. — Glacis d'érosion de Hama.
5. — S_3 : Surface pontienne.
6. — S_4 : Surface villafranchienne.

l'Oronte qui y coule au fond d'une gorge. *Il a donc évolué en fonction d'un niveau de base plus élevé que celui de l'heure actuelle et qui ne peut être que son bord aval lequel correspond au sommet de la pliure de Cheizar. Dès lors, il ne semble pas que ce niveau de base puisse être autre chose que le grand lac du Rhâb qui précisément a bordé cette pliure.* Les différences d'altitude qui existent entre la terrasse d'el Houach qui a évolué aussi en fonction du grand lac, l'altitude maximum atteinte par les dépôts du lacustre inférieur et le sommet de la pliure s'expliquent suffisamment par la subsidence du Rhâb qui n'a cessé de jouer.

Partout constitué de craie sénonienne beaucoup plus tendre que les calcaires cénomaniens qui l'encadrent, le plateau de Hama forme un grand glacis incliné d'Est en Ouest. L'érosion a déblayé la craie et fait saillir à l'Est la corniche basaltique des plateaux de Sélémiyé et d'Abou Douhour. Elle a dégagé au Sud les calcaires durs du plateau de Massiaf qui dominent le glacis. Le long de la vallée de l'Oronte et en amont de Hama, celui-ci s'avance jusqu'à Sélémiyé et a laissé au-dessus du fleuve deux larges replats au profil transversal incurvé. Au Nord par contre, le glacis n'a pas eu le temps d'être parachevé. Entre l'apophyse cénomanienne que le Djebel Zaouiyé lance vers le Sud et le plateau d'Abou Douhour, le Sénonien forme jusqu'à la culmination transversale de Maaret en Noman un golfe profond où l'ancienne topographie due à la surface villafranchienne subsiste encore; cette topographie a même laissé en avant-garde sur le glacis une butte, celle de Tell Sayed qui domine le plateau environnant.

L'évolution qui vient d'être reconstituée est confirmée par le fait que le lacustre inférieur du Rhâb semble bien être du Sénonien remanié. Etant donnée la configuration du bassin hydrographique du grand lac du Rhâb, seul le plateau de Hama peut avoir fourni le volume de craie qui se retrouve dans les dépôts d'une centaine de mètres d'épaisseur étalés depuis le plateau de Massiaf jusqu'à Sahura.

La disparition du grand lac du Rhâb et son remplacement par le petit lac a entraîné par voie de conséquence l'abaissement du niveau de base en fonction duquel s'était développé le glacis du plateau de Hama. Une vague d'érosion régressive est partie du niveau, du petit lac et a donné la gorge de l'Oronte qui est partout encaissée en amont de la pliure de Cheizar.

Il est à noter que cet encaissement s'est opéré par saccades. C. Voûte a signalé des terrasses du côté de Rastane [1]. Nous-mêmes avons trouvé au village de Teir Maalé un peu en amont de Gajar des cailloux roulés et cimentés qui sont à 20 m. au-dessus du fleuve [2].

IV. Les plateaux et la cuvette de Homs.

L'avancée du plateau de Massiaf et du Waar en direction de l'Ouest, les buttes basaltiques qui raccordent celui-ci au plateau de Sélémiyé, la profonde coupure de l'Oronte à Rastane, marquent la fin du plateau de Hama. Cette limite est valable; il ne faudrait pas la forcer cependant. L'Oronte une fois franchi, un plateau très régulier continue en effet celui qu'on avait laissé au Nord du fleuve; s'il s'étend moins loin que lui vers l'Ouest par suite de la présence du Waar dont la topographie fait d'ailleurs suite à la sienne, il se développe largement vers l'Est par le plateau des «Saounes» [3] et par le Hamad. Au Sud, cette région fait suite à la Bekaa dont elle n'est à vrai dire que l'épanouissement vers le Nord.

Cette contrée n'a donc qu'une unité géographique très relative qui n'est cependant pas arbitraire du fait que les régions qui viennent d'être mentionnées et auxquelles il faut ajouter le Waar sont toutes centrées sur une cuvette occupée en son centre par le lac de Homs.

A. Les épisodes anciens. — La géologie fournit peu de renseignements sur les épisodes anciens de l'histoire de la région.

En dehors des zones alluviales, le sol est uniformément constitué par «une série de marnes, marnes crayeuses et marno-calcaires marins» d'âge sénonien mais dont les «couches, formant le sommet de la série, appartiennent vraisemblablement à l'Eocène» [4]. Les plateaux sont donc sénoniens à l'Ouest avec placages d'Eocène, nummulitiques à l'Est

---

(1) 38.

(2) Le lever systématique des terrasses de l'Oronte reste à faire et aussi la recherche dans celles-ci d'outillage préhistorique qui permettrait de les dater.

(3) Saounes veut dire «vallées marécageuses». Voir, *infra*, p. 226.

(4) 37.

lorsque le Hamad commence [1]. Fait caractéristique à noter cependant, les calcaires durs, typiques du Nummulitique sur la côte syro-libanaise, n'apparaissent nulle part, sinon peut-être à l'Est de Moukharem et Tahtani, c'est-à-dire assez loin vers l'Est. Ils y forment un crêt (signal du Djebel Habli, 779 m.) faisant face au dôme cénomanien du Djebel Choumari (dorsale palmyrénienne).

Le Miocène marin n'est pas plus visible ici qu'il ne l'était depuis la plaine d'Idlib-Térib ou qu'il ne l'est depuis l'Euphrate.

Par contre, la coupe du versant de la gorge de l'Oronte en face de Rastane [2] révèle une série lacustre dont les termes sont les suivants de la base au sommet :

a. Des «graviers ou conglomérats grossiers avec une intercalation de marne crayeuse blanche», les éléments des conglomérats comprennent «des galets de calcaire, des silex bien arrondis et des boules de basalte très altérées. Les galets de calcaire, et les silex ont jusqu'à 10 cm. de diamètre, les boules de basalte peuvent avoir jusqu'à 30 cm. de diamètre, et sont alors plus grandes que les autres éléments. La gangue des graviers et des poudingues est formée d'une marne crayeuse blanchâtre». Ce niveau «formant le niveau de base de la série lacustre, est très variable en constitution, épaisseur et situation topographique. Il s'agit en effet de la couverture d'une ancienne topographie».

b. Des marnes crayeuses, assez variables en épaisseur.

c. «Des calcaires blancs friables ou massifs» qui donnent sur les flancs de la gorge «une falaise reconnaissable de loin». Ce niveau est constant. «Sa roche varie quelque peu entre des calcaires massifs ou à grain fin, caverneux, à empreintes de tiges de roseaux, etc. et des calcaires marneux pisolithiques.»

d. «Des dépôts crayeux et marneux, blancs ou rougeâtres, en partie terreux, avec deux minces intercalations de calcaire noduleux. Ces niveaux calcaires sont recouverts par une mince couche d'argile rouge».

e. Les basaltes de la grande nappe syrienne.

---

(1) 9. (2) 37.

B. Episode pontien. — Cette coupe confirme l'évolution de la Syrie au Pontien et permet de préciser la paléogéographie de la région de Homs à cette époque.

Cette évolution débute par des mouvements orogéniques puissants, accompagnés d'émissions basaltiques dont on retrouve deux témoins : l'un près de l'usine hydro-électrique de Gajar, l'autre près du village de Deir Four, interstratifiés entre l'Eocène marin et la base du lacustre [1].

Une période de démantèlement accompagne cette orogénèse et se traduit par les poudingues du niveau *a* qui comprennent des cailloux basaltiques roulés et altérés des coulées précédentes. *Elle aboutit à la grande surface d'érosion pontienne et se termine par un grand lac* qui dépose des marnes et des calcaires marneux. Ces « sédiments sont formés en grande partie par des fragments de calcaires détritiques et ils sont assez hétérogènes en détail. Il semble bien que ces sédiments soient formés par des éléments remaniés de l'Eocène marin, avec un supplément d'autres matériaux détritiques» [2].

L'intérêt de ce lac est évident car il permet de reconstituer la paléogéographie de la région de Homs à la fin du Pontien. Toutes les montagnes étaient alors nivelées, pas au point cependant d'avoir fait disparaître tout relief puisque la région de Homs est définitivement exondée. Elle est délimitée à l'Ouest par le dos de terrain qu'avaient laissé sur leur emplacement le Liban et le Djebel Ansarieh, à l'Est par un bombement semblable qui subsiste au-dessus de l'Anti-Liban et de la dorsale palmyrénienne et par cette autre ligne de hauteur qui sert toujours de ligne de partage des eaux entre l'Oronte et l'Euphrate. Au Sud, elle se poursuivait par la Bekaa tandis qu'elle était fermée au Nord par un dos de terrain, Ouest-Est situé entre Rastane et Hama et prolongeant le plateau de Massiaf de l'heure actuelle, direction dans laquelle les dépôts lacustres pontiens se terminent très rapidement [3].

Cet épisode se termine sur le bord de la Méditerranée par la transgression ~~plaisancienne~~ et il n'est pas impossible que les niveaux supérieurs du lacustre soient de cette époque.

---

[1] 37, p. 201. [2] 37, p. 201. [3] 16.

C. La phase orogénique villafranchienne. — A la fin du Plaisancien, les massifs levantins presque complètement rabotés par la pénéplanation pontienne voient leurs marges envahies par les eaux de la mer et du lac de Homs, puis sont ressuscités par une reprise de l'orogénèse. La Méditerranée régresse une nouvelle fois; le Liban, le Djebel Ansarieh, l'Anti-Liban et la dorsale palmyrénienne reprennent toute leur vigueur.

L'utilisation de la topographie de cette époque par la grande coulée basaltique syrienne a déjà permis de caractériser les traits essentiels de la morphologie du Pontien [1]. Celle qui précède immédiatement les émissions volcaniques est la même à cette seule différence près que la grande arête transversale qui limitait le lac pontien de Homs vers le Nord passe maintenant un peu plus au Sud à hauteur du Djebel Helou.

D. Les épanchements basaltiques. — Les éruptions avaient commencé à se produire dès la fin du Plaisancien, c'est-à-dire dès le moment où les forces orogéniques qui devaient provoquer le retrait de la mer commençaient à jouer. La nappe basaltique est en effet partiellement interstratifiée dans les argiles bleues plaisanciennes [2]. Par contre, elles recouvrent celles-ci près de Tartous [3] ce qui montre bien qu'elles sont aussi de l'Astien et du Villafranchien.

Ces éruptions sont étroitement liées à la fracture libano-syrienne. Elles ont édifié alors sur son emplacement un énorme amoncellement de laves et de cendres et se sont répandues sur l'extrémité du Liban, sur le Djebel Ansarieh, vers Alep et aussi dans la Bekaa sans progresser cependant très loin dans celle-ci sans doute à cause de la faiblesse de la pente longitudinale.

E. Nouvelle phase de pénéplanation et poursuite de l'orogénèse. — Plusieurs faits prouvent qu'un épicycle d'érosion a dû se placer au cours de cette orogénèse villafranchienne : la nappe basaltique est trop amincie et sa surface trop régulière pour qu'on soit en présence de sa

---

[1] Voir *supra*, p. 168.
[2] 8.
[3] Carte géologique du 1/50.000°. Feuille de Tartous.

topographie primitive, plusieurs coupes déjà décrites montrent que cette même topographie s'étend sur la nappe et sur les terrains avoisinants, enfin L. Dubertret et C. Voûte ont signalé que des cailloutis s'étendaient sur elle [1].

Cet épicycle se place avant la fin de la période orogénique car la surface qui en dérive a été affectée non seulement par les déformations transversales de la fin du Villafranchien mais aussi par les déformations longitudinales qui ont donné naissance aux grands plis de fond.

F. Phase de détente : effondrements et subsidence. — A la phase de compression qui a revigoré les anciennes chaînes nivelées à la fin du Pontien, fait suite une phase de détente. La fracture libano-syrienne joue une nouvelle fois. La pointe septentrionale du Liban s'affaisse au-dessous du Djebel Akroum qui en marque la retombée orientale. Le seuil Homs-Tripoli du même coup s'appronfondit de manière considérable. Au Djebel Ansarieh, la position réciproque de cette montagne et du socle ne dénote qu'un faible rejet en faveur du massif, sauf au Djebel Helou où la subsidence du socle s'opère au maximum, entraînant l'approfondissement de la cuvette de Homs. L'existence de cet ombilic qui ne cesse de se déprimer à son tour des répercussions sur les régions voisines : la Bekaa septentrionale se creuse de proche en proche jusqu'à Baalbeck et change de profil longitudinal ; le seuil de Hassié s'ouvre ; vers le Nord, la subsidence se propage aussi et atteint le petit plateau basaltique de Rastane qui est en pente vers la cuvette. Ce plateau marque en même temps la fermeture du bassin dans cette direction.

G. Les derniers épisodes : comblement et creusement. — La subsidence de la cuvette de Homs avait donc provoqué à la fin de son évolution une grande dépression fermée qui s'étendait de Rastane à Baalbeck.

A l'exemple de celle du Rhâb, cette dépression a été occupée, au moins en son centre, par un grand lac. D'épais dépôts lacustres sont en effet visibles en ce point, ils ne sont certainement pas la suite pure et simple

[1] Voir *supra*, p. 169.

du lacustre pontien de Rastane. Le lacustre de cet âge existe vraisemblablement en profondeur mais a dû être recouvert par un ou des lacustres postérieurs aux grands mouvements orogéniques [1].

L'endoréïsme s'est terminé à une époque qu'il n'est pas encore possible de préciser et a fait cesser le remplissage de la cuvette par les dépôts lacustres. La vidange du lac a dû être cependant très tardive car le creusement de la cuvette est à peine amorcé. Celui-ci est sensible cependant à l'extrémité de la Bekaa où les poudingues pontiens qui la remplissent sont maintenant légèrement perchés, par suite de l'évidement des matériaux meubles qui s'appuyaient sur eux. Cela a amené l'encaissement de l'Oronte dans la Bekaa proprement dite et sa diffluence au moment où il débouche dans la cuvette de Homs.

Cette constatation permet de progresser plus avant dans la connaissance de la morphologie de la Bekaa septentrionale. Celle-ci est due pour l'essentiel à la surface pontienne qui a nivelé les poudingues et le lacustre pontiens qui s'y étaient déposés précédemment. Cette surface n'explique pas cependant le modelé même de la région mais seulement la topographie d'ensemble. Ce modelé est formé par d'immenses cônes rocheux dont la pointe s'enfonce quelquefois à plusieurs kilomètres dans la montagne. L'exemple de celui de Hite montre qu'il n'est pas fonctionnel puisque l'Ouadi Serkhane (affluent du Nahr el Kebir) l'a entaillé sur 50 m. de profondeur. Il fait partie d'une topographie morte qui est celle de toute la Bekaa du Nord ; elle s'étend sur les poudingues pontiens et se termine au-dessus de la cuvette de Homs par le ressaut dont on a déjà parlé. Son façonnement correspond à une phase climatique différente. Quant à son niveau de base, ce devait être l'ancien lac de Homs qui a été vidé ultérieurement.

[1] Si nous avons fait personnellement des observations sur ce sujet, nous sommes surtout tributaires dans les remarques qui viennent d'être faites, de communications orales de M. W. J. van Liere qui doit publier un travail sur cette question.

2e Partie : SYNTHÈSES

Le territoire qui a été étudié dans les pages précédentes n'est pas une région naturelle. Il n'est qu'une partie de la Syrie intérieure que les nécessités de la recherche ont obligé de séparer d'une manière, quelque peu artificielle, des régions voisines qui s'étendent jusqu'au Taurus arménien au Nord, jusqu'à l'Euphrate à l'Est, jusqu'à la dorsale palmyrénienne au Sud.

Les analyses régionales auxquelles on vient de procéder méritent cependant d'être coordonnées les unes avec les autres et fournissent déjà un certain nombre de synthèses qui, pour être partielles et incomplètes, n'en méritent pas moins d'être déjà esquissées.

§ 1 : L'ÉVOLUTION STRUCTURALE ET MORPHOLOGIQUE

Les grandes lignes de l'évolution structurale et morphologique de la Syrie intérieure se laissent déjà percevoir. Dans un premier paragraphe, on essayera de retracer les points qui semblent définitivement acquis, renvoyant à un second paragraphe les questions litigieuses qui demandent encore de plus amples recherches pour être parfaitement précisées.

1. Les points acquis

On exposera les points acquis en retraçant le film des événements depuis le Secondaire qui est la période la plus ancienne sur laquelle l'observation fournisse des données directes.

1° Au *Jurassique,* la mer recouvre le plateau syrien. Les dépôts de cet âge qui affleurent si largement au Liban, dans l'Anti-Liban et dans le Djebel Ansarieh, ne se montrent ici que d'une manière infiniment timide. Ils se ramènent à quelques petites apparitions très localisées dans la dorsale palmyrénienne [1].

[1] **9**, et aussi L. Dubertret et H. Vautrin. Sur la présence du Jurassique marin dans la région palmyrénienne. *Bulletin de la Société géologique de France,* 1937, p. 135-136.

Ces affleurements, de même que ceux de Transjordanie [1], sont cependant suffisants pour montrer que la mer jurassique s'est étendue sur cette partie du socle syrien et y a laissé des dépôts. L'épaisseur de ceux-ci n'est malheureusement pas connue mais paraît cependant bien plus faible que dans les massifs côtiers.

Le *Crétacé inférieur* se montre aux mêmes endroits que le Jurassique. Il a un faciès semblable à celui qu'il revêt sur les bords de la Méditerranée mais sa puissance y est beaucoup plus faible qu'en cet endroit où une diminution s'enregistrait déjà d'Ouest en Est et du Sud au Nord [2].

Quant au *Cénomanien,* il correspond à une transgression générale. Les roches qui se sont déposées à ce moment, sont calcaires et se suivent jusqu'aux approches de l'Euphrate. Elles ont donné l'armature de la dorsale palmyrénienne.

Avec le *Sénonien,* les faciès trahissent un début d'exondation provoquée par une phase orogénique qui est décelable au Turonien dans les massifs méditerranéens. Il est vraisemblable que ceux-ci émergent définitivement à cette époque, au moins dans leur partie centrale.

2° Ce n'est cependant qu'à l'*Eocène inférieur* qu'intervient dans la Syrie intérieure une phase orogénique vraiment nette (1re *Phase orogénique*). La région voit la mer se retirer complètement et se trouve livrée à une pénéplanation très vigoureuse qui donne une *surface d'érosion* (S_1). Celle-ci, déjà décelable au Liban et au Djebel Ansarieh [3], se révèle sans équivoque possible au Djebel Zaouiyé où le Cénomanien et le Sénonien sont fossilisés par l'Eocène moyen [4].

L'absence de craie sénonienne sur l'emplacement du Rhâb, de même que dans tout l'intervalle qui s'étend du Djebel Zaouiyé à la Bekaa donne à penser que le déblaiement de cet étage s'est accompli, partiellement sinon totalement, lors de cette pénéplanation anté-lutétienne.

[1] G. S. Blake — Geology, soils and minerals and hydro-geological correlations, in : M. G. Ionides — Report on the water resources of Transjordan and their development, Londres 1939.

[2] **27**, p. 23 et **34**, p. 189-191 et fig. 1.

[3] **27**, p. 45-46 et **34**, p. 225-226.

[4] Voir *supra,* p. 157.

3° A l'*Eocène moyen,* se produit la *dernière grande transgression marine.* La mer recouvre tout le socle syrien à l'exception des noyaux des massifs méditerranéens.

L'inexistence des dépôts nummulitiques le long de la mer depuis Banias jusqu'à Saïda suggère que la chaîne Djebel Ansarieh-Liban était alors très large et par conséquent très élevée en cet endroit et que le seuil Homs-Tripoli n'avait pas encore vu le jour [1].

L'absence des couches du même âge à l'intérieur depuis le Djebel Zaouiyé jusqu'à Ras Baalbeck [2] confirme cette interprétation.

Ainsi pour la première fois, *le bord du socle depuis le Djebel Zaouiyé jusqu'à la Bekaa se révèle comme un grand nœud orographique.*

4° A l'*Oligocène* et au *Burdigalien,* une *deuxième phase orogénique* fait reculer la mer dans toutes les directions. L'émersion plus vite réalisée au Sud et à l'Ouest où elle est acquise dès l'Eocène supérieur devient générale à l'Oligocène et au Burdigalien. Le socle est exondé jusqu'à l'Euphrate.

Une nouvelle phase de pénéplanation se déroule alors qui donne une *surface d'érosion* (S_2). Celle-ci était déjà connue au Liban et au Djebel Ansarieh [3]. Elle a laissé peu de traces dans la Syrie intérieure mais on peut l'inférer légitimement de la manière dont le Vindobonien a fossilisé l'Eocène moyen et supérieur dans le Djebel Oustani [4]. L'abondance des galets roulés à la base du Miocène dans les massifs du Djebel Akra et du Kurd Dagh [5] corrobore en outre tout à fait cette manière de voir.

5° Au *Vindobonien,* une nouvelle transgression se produit qui est beaucoup plus réduite que celles des périodes antérieures. Du côté de la Méditerranée, le Djebel Ansarieh continue à émerger et à former au Sud une large protubérance vers l'Ouest comme le montre l'absence de dépôts miocènes au Sud de Banias. Cette avancée est cependant moins

(1) **34**, p. 214-215.
(2) **4**, p. 85.
(3) **27**, p. 46-47 et **34**, p. 225-226.
(4) Voir *supra,* p. 146.
(5) **12**.

marquée qu'auparavant et une *première esquisse du seuil Homs-Tripoli* apparaît en arrière de cette ville, c'est-à-dire un peu plus au Sud qu'à l'heure actuelle [1].

A l'intérieur, le socle reste exondé sauf au Nord. La mer qui recouvre alors la Mésopotamie, s'étend aussi largement sur la région d'Alep. Elle communique avec la Méditerranée par les dépressions du Nahr el Kébir et de l'Oronte d'Antioche. Fait remarquable, *la mer n'entre pas dans le Rhâb qui par conséquent ne pouvait pas exister* [2].

6° Le *Pontien* est marqué par une *troisième phase orogénique.* Avec lui, débute vraiment l'histoire de la structure et de la morphologie actuelles dont les périodes antérieures n'avaient été qu'une préparation.

La Syrie intérieure jusqu'au Taurus et au delà de l'Euphrate ne connaîtra plus de retour de la mer. Tous les matériaux dont elle est bâtie sont en place. Les grands plis, plus ou moins arasés par les pénéplanations précédentes, ressuscitent; ce sont le Djebel Ansarieh et le Liban qui lui servent de bornes vers l'Ouest et la dorsale palmyrénienne et l'Anti-Liban qui la ferment au Sud; le Rhâb n'est encore qu'un léger synclinal haut perché.

Période orogénique puissante, le Pontien est, en même temps et par voie de conséquence, une *époque de pénéplanation très active.* D'énormes quantités de poudingues se déversent dans la Bekaa et dans la Koura en arrière de Tripoli [3]. Le long de la côte méditerranéenne au Sud de Tripoli, ils n'apparaissent plus, sans doute parce qu'ils se trouvent maintenant sous la mer. Dans la Syrie intérieure, leur étalement sur de grandes surfaces a dû provoquer leur déblaiement facile par la suite, aucune cuvette importante de l'ampleur de la Bekaa ne leur ont permis de se conserver jusqu'à nos jours. On les retrouve cependant à la base du lacustre de Rastane [4].

Le Pontien aboutit à une *surface d'érosion absolument générale* (S_3) qui nivèle tous les massifs méditerranéens et toute la Syrie intérieure. C'est elle qui, retouchée à la fin du Pliocène (S_4) et plissée à nouveau, a donné les plis de l'heure actuelle. Elle subsiste

(1) **34**, p. 215. (2) Voir *supra,* p. 119. (3) **27**, p. 51 et fig. 9 et 10, p. 50.
(4) **37**, p. 200-201.

partout. Dans le Djebel Ansarieh, elle est reconnaissable sur toutes les crêtes transversales jusqu'au faîte lui-même [1]. Au Liban, elle monte à l'Ouest jusqu'à 1400 m.; à l'Est, jusqu'à 2300 m. [2]. Dans la Syrie intérieure, elle est visible depuis le Waar jusqu'aux environs d'Alep où elle a été fossilisée par les coulées basaltiques postérieures, de même que dans le plateau de Massiaf et dans le Djebel Zaouiyé méridional [3]. C'est elle aussi qu'on retrouve sur le plateau d'Idlib et il est infiniment probable que la topographie du Djebel Oustani, du Djebel Ala-Baricha et du Djebel Zaouiyé septentrional a été façonnée par elle malgré son apparence structurale ou tout au moins qu'elle ne s'en écarte que très peu [4].

Les contours dessinés par les argiles bleues plaisanciennes permettent enfin de préciser *la paléogéographie de la fin du Pontien.* La Chaîne Djebel Ansarieh-Liban ne formait plus qu'un dos de terrain que séparait à nouveau le seuil Homs-Tripoli; apparu une première fois à l'Oligo-Burdigalien un peu plus au Sud, celui-ci s'était ouvert sur l'emplacement qui est toujours le sien maintenant; cette constatation dérive du large golfe que la mer plaisancienne dessinait à sa hauteur. A l'intérieur, la cuvette de Homs était déprimée en prolongation de ce seuil, un lac l'occupait dont les dépôts sont visibles à Rastane sous la nappe volcanique (pliocène). Le nœud orographique de la Syrie intérieure était situé alors un peu au Nord de cette localité qui correspondait à peu près au bord du lac.

7° Commencé par la transgression plaisancienne dont il vient d'être question, le *Pliocène* se termine par des mouvements du sol extrêmement puissants. Ils ont plissé et disloqué la surface pontienne. D'eux, datent la structure présente et la morphologie à partir de laquelle a évolué le relief actuellement visible.

Deux phases nettement distinctes sont perceptibles dans ces mouvements.

A. *Une phase de plissement* (4e *Phase orogénique*). — Elle met fin à la transgression plaisancienne et *ressuscite les grands plis de fond pénéplanés*

---

(1) **34**, p. 226-227, 233-234. (2) **27**, p. 46-48, 130-132. (3) Voir *supra*, p. 157-162. (4) Voir *supra*, p. 145-152.

au Pontien. A un moment mal déterminé, d'*énormes épanchements volcaniques* qui font suite à d'autres coulées qui s'étaient produites à la fin du Pontien et durant le Plaisancien [1], inondent de laves le Liban septentrional, le Djebel Ansarieh central et méridional ainsi que la Syrie intérieure.

La manière dont les laves ont coulé, montre que le nœud orographique de la Syrie intérieure avaient deux versants principaux : l'un vers Alep, l'autre vers la Bekaa; l'arête qui les séparait se trouvait à hauteur du Djebel Helou actuel, c'est-à-dire un peu plus au Sud qu'au Pontien où le lac de cette époque s'étendait jusqu'à Rastane.

Postérieurement à cette mise en place des laves, se place un *épicycle d'érosion qui a donné naissance à une nouvelle pénéplaine* (S_4) *qui apparaît comme une retouche de la surface pontienne* (S_3) [2]. Cet épicycle se situe avant la fin des mouvements orogéniques car S_4 est elle-même plissée partout où elle est observable.

B. *Une phase de détente.* — La phase précédente avait donné naissance aux grands plis de fond longitudinaux, celle-ci provoque des effondrements, et de grands accidents transversaux.

La fracture libano-syrienne commence à jouer. La Bouqeïa s'effondre dans les basaltes du seuil Homs-Tripoli. *Le Djebel Helou* jusque là très élevé (2500 m. environ) [3] *diminue progressivement d'altitude* jusqu'à n'avoir plus que 1000 m. à l'heure actuelle. *La cuvette de Homs l'accompagne dans ce mouvement de subsidence qui entraîne aussi l'ouverture de la trouée de Hassié* entre Anti-Liban et dorsale palmyrénienne.

Au Nord, *le Rhâb s'effondre* entre la fracture libano-syrienne et sa fracture occidentale.

Le nœud orographique de la Syrie intérieure qui depuis la fin des temps secondaires, flanquait le Djebel Ansarieh à l'Est, *se déprime* comme le Djebel Helou. Le plateau de Massiaf et la cuvette d'Acharné lui succèdent.

En même temps, *toute une série de culmination et d'ensellements transversaux se développent selon des orientations N.O.-S.E.* et opèrent une sorte de quadrillage de la structure et du relief.

---

(1) Voir *infra*, p. 190. (2) Voir *infra*, p. 192. (3) **34**, p. 216-218.

A la fin de cette évolution, la Syrie intérieure s'ordonne principalement autour de deux grands bassins fermés : celui de Homs et celui du Rhâb, qui ont eu un rôle déterminant dans la constitution du réseau hydrographique de l'Oronte [1].

8° Les épisodes du *Quaternaire* sont multiples comme on peut le voir dans le Rhâb où ils sont les mieux connus.

Le plus ancien est celui du *grand lac du Rhâb* qui dépose le lacustre inférieur et en fonction duquel sont façonnés la terrasse d'el Houach et le glacis en roche tendre du plateau de Hama. Il est encore trop tôt pour dire si le lac de Homs est contemporain de celui-ci. La chose est cependant au moins vraisemblable [2].

Au grand lac du Rhâb, succède un *lac plus petit.* Ses dépôts (lacustre supérieur) occupent une superficie beaucoup plus restreinte que les précédents. Il entraîne un abaissement du niveau de base qui déclenche l'encaissement de l'Oronte dans le plateau de Hama.

Un *épisode volcanique* fait suite au dépôt du lacustre supérieur dans la région de Djisr ech Chogour et du Djebel Zaouiyé. Ce n'est qu'après que le Rouj s'abaisse longitudinalement tandis que la subsidence du Rhâb continue à se faire régulièrement jusqu'à nos jours, comme vraisemblablement aussi celle de la cuvette de Homs.

II. Discussion de quelques problèmes.

Dans les pages précédentes, on s'est efforcé de n'avancer que les faits les mieux établis. Quelques questions restent pendantes dont la solution demanderait de nouvelles recherches susceptibles d'amener des nuances dans un cas ou dans l'autre.

1° *L'âge exact des basaltes pliocènes.*

Les émissions volcaniques sont une constante de l'histoire géologique de la Syrie et du Liban.

Dès le *Secondaire,* des nappes basaltiques se trouvent interstratifiées dans le Crétacé inférieur.

[1] Voir *infra,* p. 200-203. [2] Voir *infra,* p. 193-194.

A une date beaucoup plus récente, C. Voûte a signalé près de Rastane des témoins de basalte du *Miocène* dont des éléments roulés se retrouvent à la base du lacustre pontien qui s'observe en ce lieu [1].

Recouvrant le Liban, le Djebel Ansarieh et la Syrie intérieure, d'immenses épanchements volcaniques partout reconnaissables sur des distances considérables forment, à l'exception de quelques petites coupures dues à l'érosion un vaste manteau qui va de la Méditerranée jusqu'à Alep.

Ils ont été attribué au *Pliocène* [2] à juste titre. Leur âge exact demanderait cependant à être précisé avec plus d'exactitude.

L. Dubertret [3] a signalé que près du Nahr el Arga, ces basaltes surmontent un lacustre qui termine le Miocène et que d'autres basaltes supérieurs aux précédents passent par indentations latérales dans les couches plaisanciennes.

Par contre, sur la carte géologique au 1/50.000e de Tartous, le même auteur a figuré des coulées basaltiques au-dessus du Plaisancien marin.

Dans tous les cas, il s'agit de nappes volcaniques qui ont précédé la dernière grande phase orogénique car elles sont toutes déformées et entaillées par les rivières.

Il ressort cependant des faits précédents que *si les basaltes pliocènes proviennent tous du Djebel Helou* [4], *ils n'ont pas été mis en place en une seule fois mais par des coulées successives qui se sont produites durant tout le Pliocène.*

L'observation de la morphologie ne rend pas possible la discrimination des différentes coulées qui ont été nivelées par S_4 après leur mise en place. Il semble cependant qu'on puisse arriver par voie de raisonnement à quelques précisions supplémentaires.

Pour les laves qui se sont étendues sur le Liban et le Djebel Ansarieh, il n'y a pas de difficulté à admettre qu'elles se soient répandues dans leur grande majorité à la fin du Pontien et au Plaisancien. Elles peuvent très bien avoir

[1] **37**, p. 201 ; **38**.
[2] Voir ouvrages et cartes de L. Dubertret.
[3] **8**.
[4] Voir *supra,* p. 167.

cheminé alors malgré la faiblesse du relief. Elles supposent même l'existence du seuil Homs-Tripoli qui est une des caractéristiques de cette époque et qui disparaîtra momentanément à la fin du Pliocène.

Il n'en est pas du tout de même des coulées qui se sont répandues vers l'intérieur, soit vers Alep, soit vers la Bekaa. Elles n'ont pu progresser dans ces directions que dans la mesure où le Djebel Helou était très élevé et supprimait ainsi le seuil Homs-Tripoli. La surface pontienne ne pouvait pas descendre comme maintenant en direction du Djebel Helou qui est ainsi dans une cuvette [1], elle était nécessairement inclinée vers le N.-E. et vers le S.-S.O., ce qui suppose un profil longitudinal de la Bekaa septentrional inverse de celui de l'heure actuelle [2]. Or, cet état de choses n'a pu se produire que durant la 4e phase orogénique qui est nettement post-plaisancienne et même post-astienne.

La grande coulée basaltique de la Syrie intérieure ne peut donc être que villafranchienne.

2° *La surface d'érosion villafranchienne* (S_4).

A. Des faits, nombreux maintenant, montrent que *la pénéplaine pontienne* (S_3) *a été reprise au cours de la surrection villafranchienne par une autre surface d'érosion* (S_4) qui a eu le temps elle aussi d'être déformée avant que l'orogénèse s'éteigne.

Au Liban, elle nivèle au Nord de Tripoli les poudingues pontiens et les argiles bleues plaisanciennes et recoupe à Qoubayat le Cénomanien et les basaltes pliocènes [3].

Au Djebel Ansarieh, elle tronque les couches plaisanciennes et leur substratum [4].

Dans la dépression du Bas Oronte elle recoupe les argiles bleues en aval de Derkouch et les couches du Vindobonien en amont où elle est fossilisée par le lacustre inférieur du Rhâb [5].

En Syrie intérieure, elle a aminci très fortement la grande nappe basaltique qui en outre se termine en biseau près de Maaret en Noman et de Kafr Behoum [6].

---

[1] **34**, p. 216-218. [2] **32, 35**. [3] **27**, p. 46-47 et fig. 6, I et II. [4] **34**, p. 227-230 et fig. 2. [5] Voir *supra*, p. 137. [6] Voir *supra*, p. 169.

B. *Son âge est bien établi.* Elle est postérieure au Plaisancien et aux basaltes pliocènes les plus récents et antérieure au lacustre inférieur du Rhâb, antérieure aussi à toutes les terrasses marines qui l'entaillent près de Lattaquié et de Tripoli.

C. *Ses dépôts corrélatifs sont moins bien connus.* Il en existe cependant de bien datés au Nahr el Arka où R. Wetzel et J. Haller ont signalé des couches de poudingues reposant sur les argiles plaisanciennes et redressées comme celles-ci [1]. Ces poudingues ont un calibre inférieur à ceux du Pontien ou de la nappe quaternaire de la Koura; ils montrent par conséquent que la surface d'érosion villafranchienne n'est qu'un épicycle rapide dans l'évolution morphologique du pays.

Dans la Syrie intérieure, C. Voûte a fait connaître l'existence de, poudingues déformés dans le Rhâb à el Bared et à Tell Amqiyé [2]. Enfin le même auteur à la suite de L. Dubertret a noté que des cailloutis se trouvaient sur la nappe basaltique [3]; aucun de ces deux géologues cependant n'a donné de précisions sur ces cailloutis.

3° *Les phénomènes quaternaires.*

Il n'est pas douteux que la Syrie ne devienne un jour une région de choix pour l'étude des phénomènes quaternaires.

Sur la côte, les terrasses d'abrasion marine y sont aussi magnifiquement représentés qu'au Liban. A l'intérieur, des lacustres, des dépôts tourbeux, des coulées volcaniques fournissent déjà une stratigraphie diversifiée qu'il ne reste plus qu'à étudier en détail pour en tirer tous les renseignements paléoclimatiques, paléobotaniques et préhistoriques qu'elle peut renfermer. On a vu aussi que la morphologie en certains points révélait des épisodes anciens du Quaternaire. *Des synchronismes apparaissent déjà :* entre le lacustre inférieur du Rhâb, la terrasse d'el

---

[1] R. Wetzel et J. Haller, *Le quaternaire côtier de la région de Tripoli.* Notes et Mémoires, publiées sous la direction de L. Dubertret, Tome IV, fig. 30 et 31, p. 37 et 38.

[2] **36**, p. 194-195.

[3] **8**; **37**, p. 199, colonne de droite.

Houach et le glacis du plateau de Hama; — entre le lac de Homs et les cônes rocheux de la Bekaa septentrionale; — peut être même entre les deux séries de faits précédents; — entre le lacustre supérieur du Rhâb et la gorge de l'Oronte qui comporte des terrasses.

Une reconstitution du Quaternaire syrien s'annonce donc déjà riche de possibilités.

Nous pensons cependant qu'il serait prématuré d'en avancer plus pour l'instant. L'analyse morphologique de la Syrie intérieure demande à être achevée préalablement, les terrasses de l'Oronte et de l'Euphrate notamment attendent d'être cartographiées. La stratigraphie et l'extension des lacustres sont encore trop peu connues. Enfin les gisements préhistoriques ont besoin d'être revus en fonction des faits précédents avant qu'il soit possible de s'en servir pour établir une datation.

§ II. LA FORMATION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE DE L'ORONTE.

Entre le Taurus et la dorsale palmyrénienne, le Djebel Ansarieh et l'Euphrate, la Syrie intérieure est drainée par l'Oronte qui, avec 570 km., est le plus long des fleuves de Syrie-Palestine, ainsi que par des rivières qui aboutissent aux bassins de Jabboul, de Madek et de Kharaitch.

Peu de réseaux hydrographiques ont des tracés aussi déconcertants que ceux-ci et manifestent, comme on va le voir, une évolution plus compliquée.

I. Description du tracé de l'Oronte et des réseaux hydrographiques voisins.

Bien que les réseaux hydrographiques voisins ne soient que très partiellement englobés dans la région qui nous occupe, il est impossible d'en faire abstraction si l'on veut comprendre comment l'Oronte s'est formé. Aussi tout en insistant principalement sur celui-ci, ne négligera-t-on pas complètement les rivières tributaires des bassins fermés.

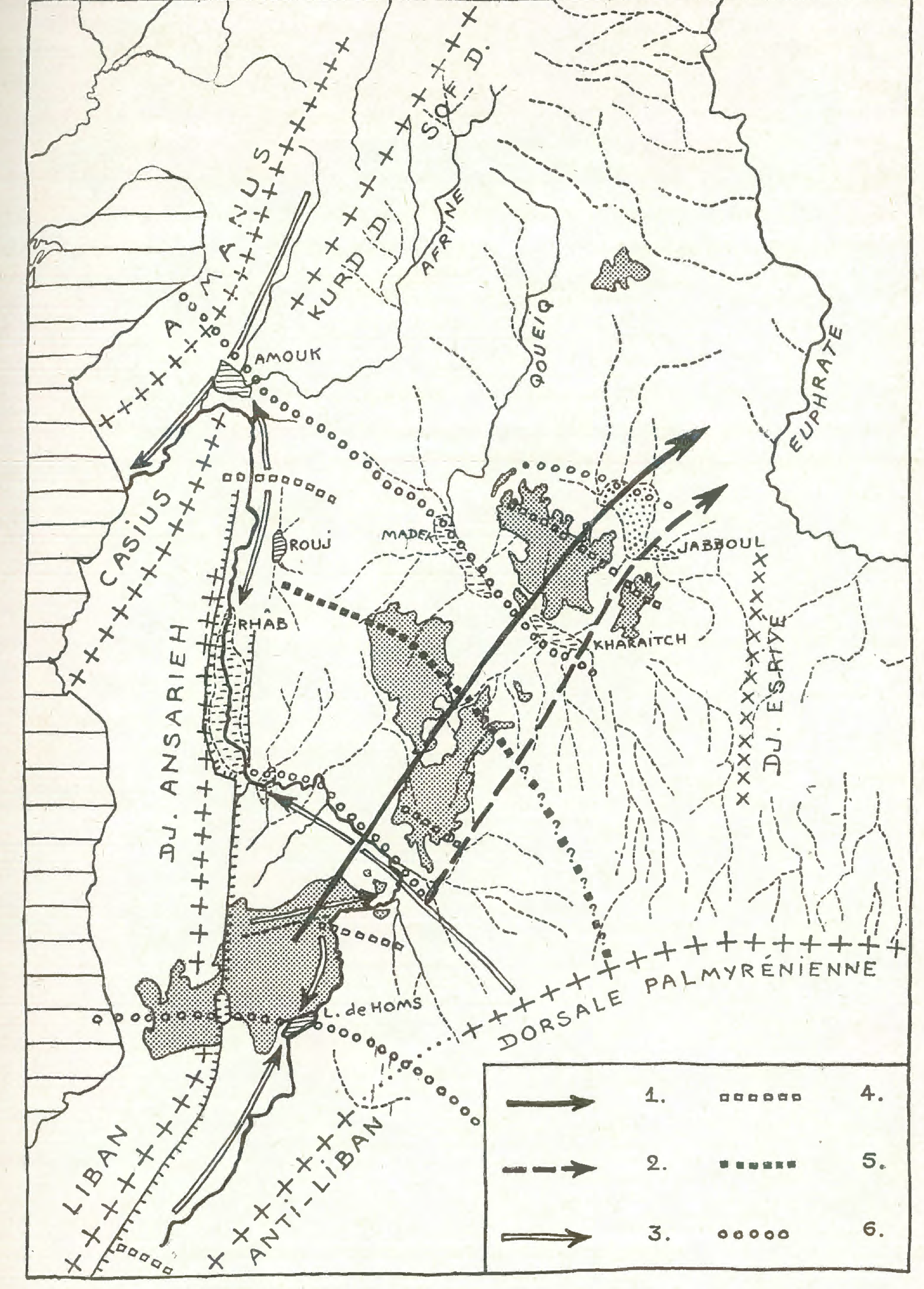


Figure 5. — Formation du réseau hydrographique de l'Oronte.

Echelle : 1/2.000.000°.

1. — Tracé du Proto-Oronte avant la mise en place de la coulée basaltique.
2. — Tracé du Proto-Oronte après la mise en place de la coulée basaltique.
3. — Directions d'écoulement durant la phase des bassins fermés.
4. — Culminations transversales.
5. — Culmination transversale du Djebel Zaouiyé-plateau d'Abou Douhour.
6. — Ensellements transversaux.

1° L'ORONTE [1]. — Bien différent du Jourdain qui coule de bout en bout dans une profonde dépression tectonique ou même du Litani dont le tracé déjà plus compliqué se laisse cependant assez facilement déchiffrer, *l'Oronte a un cours absolument déroutant.*

A. *Dans la Bekaa septentrionale, il coule du S.-S.O. au N.-N.E. Il utilise évidemment l'ample berceau synclinal qui se trouve entre le Liban et l'Anti-Liban et dont il suit la pente longitudinale.* Coulant d'abord à fleur de sol, il s'encaisse progressivement dans le plancher rocheux de la Bekaa jusqu'à son entrée dans le bassin de Homs où se produisent des diffluences ; la pente tombe alors de 8 °/₀₀ à 1 puis à 0,2 °/₀₀. Cette partie du cours est donc bien adaptée.

B. Celle qui suit, est déjà difficultueuse à expliquer. *A sa sortie de la Bekaa, l'Oronte rejoint le lac de Homs* établi à la limite de la nappe basaltique du Waar. *Après le lac,* le fleuve continue à suivre la bordure de cette nappe, jusqu'à l'usine hydro-électrique de Gajar. Le cours est orienté du Sud au Nord et l'Oronte, après avoir coulé au niveau de la plaine jusqu'aux environs de la ville de Homs, s'encaisse brutalement par la suite avec une pente qui monte jusqu'à 8,4 °/₀₀. *Le tracé ne correspond plus en rien à la structure puisque le fleuve coule, pour en sortir, à contre-pente de la cuvette de Homs.*

C. La pente s'affaiblit un peu par la suite mais l'encaissement du fleuve continue toujours. Surtout *son cours tourne à angle droit immédiatement après l'usine hydro-électrique de Gajar* et s'oriente vers l'Est jusqu'aux environs du village de Taqsis.

Le tracé n'est pas plus adapté que dans la section précédente. Si l'Oronte coule pendant quelques temps dans le même sens que la pente générale du Waar (en marge duquel il se trouve d'ailleurs), il a bientôt à franchir la pliure d'Abou Dardé qui relève brusquement la surface basaltique. Un peu plus loin, *son épigénie dans les basaltes est spectaculaire entre la butte d'Abou Dardé et le plateau de Rastane* qui plonge vers la cuvette de Homs.

D. *Vers Taqsis, l'Oronte* qui coulait en direction du désert dont aucun obstacle ne le sépare, *se redresse à nouveau et prend une direction S.E.-N.W.*

[1] 39.

jusqu'à Cheizar où il entre dans la cuvette d'Acharné. Mis à part quelques crochets dus à de petites failles superficielles aux approches de celles-ci, ce secteur frappe par son caractère rectiligne. Son orientation ne se retrouve cependant que très mal dans les reliefs environnants.

E. *La cuvette d'Acharné est un des seuls endroits où l'Oronte utilise la structure de manière évidente,* installé qu'il est dans la gouttière formée par le petit axe de l'ellipse que dessine ce bassin.

F. *Dans le Rhâb, il a été fixé par le fossé d'effondrement* qu'il suit sur toute sa longueur.

G. *Dans la dépression qui va du Rhâb à l'Amouk,* sa correspondance avec le berceau synclinal qui sépare le Kosseir du Djebel Oustani est certaine. *L'adaptation d'ensemble est manifeste. Mais il n'en est pas de même dans les détails et même dans des détails très importants.* En premier lieu, les couches qui forment la gouttière se relèvent longitudinalement du Sud au Nord et posent ainsi le problème de savoir comment l'Oronte a pu s'échapper du Rhâb dans cette direction. En second lieu, le fleuve montre des épigénies flagrantes sur la retombée du petit dôme de Kafer Dibbine ou bien aux environs de Derkouch. Il n'y a qu'à l'aval de cette localité que l'Oronte coule dans l'axe même et au plus creux du synclinal des argiles plaisanciennes qui le mène à l'Amouk.

H. *De l'Amouk à la mer,* l'Oronte a emprunté le grand couloir qui se trouve entre le Djebel Akra et l'Amanus. *L'adaptation d'ensemble est donc réalisée mais ici encore existent des problèmes locaux* qui montrent que cette adaptation est loin d'être parfaite, notamment le fleuve commence par couler à contre-pente des argiles plaisanciennes qui s'enfoncent sous l'Amouk.

De cette description, il ressort que *l'Oronte est fait de pièces et de morceaux.* Ses différents tronçons se raccordent les uns avec les autres par des coudes brusques. Aucun plan général du tracé n'apparaît. L'adaptation à la structure est relativement rare ; elle n'existe de manière vraiment évidente que dans la Bekaa, dans la cuvette d'Acharné, et dans le Rhâb. Partout ailleurs, le cours de l'Oronte est en désaccord plus ou moins complet avec les phénomènes structuraux.

La constitution d'un tel réseau suppose une histoire passablement mouvementée.

Le fait aussi que le territoire drainé par l'Oronte ne coïncide avec aucune région naturelle amène à jeter un coup d'œil sur les réseaux hydrographiques voisins.

2° Les bassins hydrographiques voisins de celui de l'Oronte. — A l'Ouest, le bassin de l'Oronte s'appuie sur la crête du Djebel Ansarieh et du Kosséïr au delà de laquelle descendent directement vers la mer toutes les rivières côtières.

Au Sud, le Litani draine la Bekaa au Sud du col de Baalbeck puis rejoint la mer après un coude brusque à hauteur du Merjayoun.

A l'Est et au Nord, le drainage des régions voisines est purement endoréïque et se fait à l'intérieur de trois bassins fermés.

Toute la partie du désert située à l'Est des plateaux d'Abou Douhour et de Sélémiyé est tributaire des marais de Kharaitch. Un réseau d'oueds très dense descend depuis la dorsale palmyrénienne selon une orientation Sud-Nord. Ils sont donc conséquents. Une dorsale de même direction, marquée par le Djebel Esriyé limite ce réseau vers l'Est et le sépare de l'Euphrate [1].

Contigus aux marais Kharaitch, ceux de Madek reçoivent leurs eaux de la culmination transversale du Djebel Zaouiyé, du plateau d'Idlib, et par le Quoeiq, du Kurd Dagh et du Sof Dagh. Ils concentrent par conséquent toutes les rivières qui proviennent du rebord du plateau syrien depuis le Djebel Zaouiyé jusqu'aux abords du Taurus.

La cuvette de Jabboul enfin n'a malgré son extension qu'un réseau peu étendu. Ses principaux affluents, presque toujours à sec et de trajet très court, lui viennent du Sud et du Nord.

3° Les relations du bassin de l'Oronte et des bassins endoreïques. — *L'ensemble des bassins précédents correspondent à une région naturelle bien délimitée :* au Sud, par la dorsale palmyrénienne ; à l'Ouest, par le Djebel Ansarieh et le Djebel Akra ; au Nord-Ouest, par le Kurd Dagh et le Sof Dagh ; à l'Est enfin par l'Euphrate et la dorsale du Djebel Esriyé.

[1] Cette dorsale est très mal connue. Elle paraît prolonger jusqu'à la dorsale palmyrénienne le grand bombement d'axe Nord-Sud dans lequel s'est incrustée la grande boucle de l'Euphrate.

L'idée vient par conséquent que ces différents réseaux hydrographiques n'ont pas eu des histoires totalement étrangères les unes aux autres.

Cette impression est corroborée par la constatation qu'*aucun accident structural ou morphologique ne sépare les bassins entre eux en certains cas.* Rien ne faisait obstacle par exemple à Taqsis à ce que l'Oronte continue sa course vers le désert et ne se joigne au réseau qui aboutit aux marais de Kharaitch. Une grande trouée entre le Djebel Hass et le Djebel Chbeit suggère que ce dernier réseau a dû aboutir à un moment ou à un autre à la lagune de Jabboul. Entre les marais de Kharaitch et ceux de Madek, la ligne de partage des eaux est indiscernable à l'œil nu et son altitude est infinitésimale. Enfin une grande gouttière topographique Ouest-Est passe par Alep et arrive à l'Euphrate à hauteur de Meskené ; si elle est sèche à l'heure actuelle, tout donne à penser qu'elle a servi d'artère collectrice à toutes les rivières qui se déversent maintenant dans les cuvettes fermées de cette région de la Syrie.

II. Le Proto-Oronte et son bassin.

La reconstitution de l'évolution structurale et morphologique de la Syrie intérieure à laquelle on a procédé plus haut permet d'expliquer maintenant *les différentes phases de la formation du réseau de l'Oronte.*

Le point de départ est donné par la topographie que révèle la grande nappe basaltique. Au moment de son épanchement, elle montre qu'une grande gouttière existait du Djebel Helou à l'Euphrate. Son flanc N.-O. était constitué par la pente descendant du rebord du plateau syrien qui était uniformément élevé depuis le Sof Dagh jusqu'au plateau de Massiaf. Son flanc S.-E. correspondait au plan incliné qui s'étalait devant la dorsale palmyrénienne et la dorsale du Djebel Esriyé. Les échancrures que manifestent maintenant dans le cadre de ce bassin : la vallée de l'Afrine, la cuvette d'Acharné et la trouée de Hassié, n'étaient pas encore apparues.

La topographie était donc très simple. C'était celle de la surface d'érosion pontienne à laquelle la période orogénique pliocène avait fait retrouver les déformations longitudinales de l'époque antérieure.

Les seuls points qui différaient de la morphologie présente consistaient dans le fait que les grands accidents transversaux n'avaient pas encore fait leur apparition et que la Bekaa était fermée au Nord par la culmination qui partait du Djebel Helou.

Le drainage dans la Bekaa était l'œuvre du Litani dont la tête s'avançait beaucoup plus au Nord que maintenant. Sur le plateau syrien, il ne pouvait s'opérer qu'en fonction de la gouttière S.O.-N.E. que la coulée basaltique devait utiliser peu après et qui était alors parcourue par un grand fleuve. Celui-ci ne pouvait être que l'ancêtre de l'Oronte : le Proto-Oronte. Du S.-E., lui arrivaient toutes les rivières qui, partant de la dorsale palmyrénienne, vont maintenant aux marais de Kharaitch. Du N.-O., lui parvenait tout l'éventail de cours d'eau qui drainait le socle depuis le Sof Dagh jusqu'au plateau de Massiaf.

L'état initial du réseau de l'Oronte est donc d'une simplicité grandiose. Il englobait alors non seulement le bassin de l'Oronte mais aussi les bassins endoréïques qui lui sont juxtaposés maintenant au Nord et à l'Est. Délaissant la formation de ces derniers bassins au sujet desquels trop d'observations manquent encore, on s'attachera seulement dans les pages qui vont suivre à l'évolution de l'Oronte proprement dit.

III. La formation du réseau de l'Oronte.

L'apparition des grands accidents transversaux a bouleversé complètement à la fin du villafranchien la topographie pontienne qui venait d'être rajeunie peu auparavant et en fonction de laquelle le réseau du Proto-Oronte s'était constitué.

Ces culminations et ensellements disloquent complètement le réseau primitif et amènent des réadaptations considérables, qui donnent naissance à l'Oronte actuel. On peut distinguer deux phases dans l'histoire de celui-ci : la phase des bassins fermés et la phase du rattachement de ces bassins les uns aux autres.

1° *La phase des bassins fermés.*

On décrira cette phase en reprenant chaque secteur du fleuve et en voyant comment il s'est formé.

A. L'Oronte de la Bekaa septentrionale. — Au moment du paroxysme orogénique villafranchien, la Bekaa était fermée au Nord par le Djebel Helou et drainée de bout en bout par le Litani dans le sens Nord-Sud.

L'installation de l'Oronte dans la Bekaa septentrionale est donc contemporaine de la phase de subsidence qui, en abaissant le Djebel Helou et la Cuvette de Homs, a renversé la pente longitudinale de la Bekaa. L'Oronte a occupé celle-ci par conséquent au fur et à mesure que la subsidence faisait sentir ses effets plus loin. *Le déplacement de la ligne de partage des eaux entre Oronte et Litani est d'origine tectonique;* il a commencé à la fin du Villafranchien et s'est poursuivi durant le Quaternaire. Peut-être même se poursuit-il toujours?

B. L'Oronte dans la cuvette de Homs. — Dans sa partie située à l'amont du lac, le tracé de l'Oronte s'explique sans difficulté. *Le fleuve gagne le point le plus déprimé de la cuvette et ne fait que continuer le cours qu'il avait dans la section précédente.*

Il n'en va pas de même entre le lac de Homs et l'usine hydro-électrique de Gajar. La cuvette était fermée dans cette direction par une culmination transversale correspondant aux buttes d'Abou Dardé; le plateau de Rastane avec son inclinaison du Nord au Sud rend encore le phénomène perceptible. *L'Oronte a donc été précédé dans ce secteur par une rivière qui coulait comme lui au contact du Waar et du plateau, mais en sens inverse,* c'était une rivière établie sur la bordure de la nappe basaltique selon un phénomène qui s'observe encore fréquemment le long des coulées récentes du Djebel Zaouiyé. Par un processus semblable à celui qui vient d'être décrit pour l'Oronte de la Bekaa, cette rivière reculait sa tête au fur et à mesure que la cuvette de Homs s'approfondissait et englobait par conséquent un territoire de plus en plus large.

C. L'Oronte entre Gajar et Cheizar. — Au Nord de la cuvette de Homs, l'Oronte comprend deux tronçons très différents : l'un est Ouest-Est et va de Gajar à Taqsis, l'autre est S.E.-N.O. et se suit de Taqsis à Cheizar. Il y a avantage pour bien comprendre la formation de l'Oronte dans ce secteur à commencer par l'explication de celui-ci bien qu'il soit situé plus à l'aval.

a. L'ORONTE DE TAQSIS A CHEIZAR. — *Ce secteur dont le caractère rectiligne est éclatant, est lié de manière manifeste à l'ensellement structural qui affecte la nappe volcanique entre le plateau de Sélémiyé et les buttes d'Abou Dardé.* Cet accident n'est plus visible dans le plateau de Hama qui a été évidé postérieurement mais il aboutit normalement à la cuvette d'Acharné dont la subsidence est contemporaine de celle de sa formation.

Vers l'amont, ce secteur du fleuve se prolonge tout naturellement par un éventail de rivières (les Saounes) et d'oueds qui descendent du Djebel Choumari.

Un véritable fleuve existait donc du S.-E. au N.-O. depuis la dorsale palmyrénienne jusqu'à la cuvette d'Acharné. Sur sa droite, aucune observation ne permet de penser qu'il recevait des affluents. Il n'en était pas de même sur sa gauche.

b. L'ORONTE DE GAJAR À TAQSIS. — *C'est comme affluent de l'Oronte Taqsis-Cheizar que se présente l'Oronte Gajar-Taqsis.* Cette hypothèse est d'autant plus probable qu'il se continue à l'amont et selon la même direction par la gouttière du Houlé située entre le Waar et le plateau de Massiaf. Celle-ci est parcourue par le Seih Harb Nefsé qui coule sans interruption tout l'hiver et même presqu'au début de l'été et qui aboutit à Gajar.

L'Oronte Gajar-Taqsis n'était d'ailleurs pas le seul affluent de l'Oronte Taqsis-Cheizar. Un peu plus au Nord, *le Nahr Saroute et l'Ouadi es Saïdé* qui se prolonge par une vallée morte utilisée par la route Massiaf-Hama, ont des cours parallèles au sien et perpendiculaires à celui du secteur principal du fleuve. Tous ces affluents drainaient le rebord du socle dont la subsidence de la cuvette d'Acharné avait fait basculer la pente Ouest-Est vers le S.O.-N.E.

D. L'ORONTE DANS LA CUVETTE D'ACHARNÉ ET DANS LE RHÂB. — Tout le réseau de l'Oronte depui Gajar jusqu'à Cheizar est donc fonction des grands accidents, transversaux de la fin du Villafranchien. Il aboutissait dans la cuvette d'Acharné et dans le Rhâb dont l'apparition est contemporaine et qui se présentait comme une cuvette fermée, occupée successivement par deux lacs.

E. L'ORONTE ENTRE LE RHÂB ET L'AMOUK. — L'écoulement du Rhâb vers l'Amouk est resté impossible durant longtemps. La culmination transversale du Djebel Oustani septentrional séparait en effet les deux cuvettes. *Il faut donc supposer que deux rivières d'écoulement opposé occupaient alors le berceau synclinal qui prolonge le Rhâb.* Le cas est semblable à celui que réalisait déjà la culmination des buttes d'Abou Dardé entre le bassin du Rhâb et celui de Homs.

F. L'ORONTE ENTRE L'AMOUK ET LA MER. — Le tracé de l'Oronte dans ce secteur serait à examiner en même temps que les régions situées au Nord de celles étudiées dans ce mémoire. La dépression entre Djebel Akra et Amanus existant déjà au Plaisancien, on peut avancer sans grande crainte de se tromper que l'Oronte d'Antioche était l'extrémité du fleuve établi dans le long couloir enserré par l'Amanus d'un côté, le Sof Dagh et le Kurd Dagh de l'autre.

2° *La phase de rattachement des bassins fermés.*

C'est donc les mouvements d'effondrement et de subsidence de la fin du Villafranchien qui ont fixé le bassin actuel de l'Oronte. *Les principaux secteurs du fleuve sont déjà représentés sur leur emplacement de l'heure présente mais ils ne sont pas encore reliés les uns aux autres.* Ce travail va être l'œuvre de la période qui suit et il est dû moins à des phénomènes tectoniques qu'à l'érosion régressive.

A. LE RATTACHEMENT DU BASSIN DU RHÂB À CELUI DE L'AMOUK. — Le mécanisme est difficile à préciser mais peut être retrouvé au moins dans ses grandes lignes. La dépression de l'Amouk est plus déprimée (80 m.) que celle du Rhâb (170 m.). *L'érosion régressive n'avait donc aucune difficulté à mordre dans le synclinal de Derkouch* d'autant plus que les argiles plaisanciennes très tendres lui facilitaient le travail. *La rivière établie dans ce synclinal a donc fini par annexer toute la gouttière synclinale jusqu'à atteindre le Rhâb.*

Ce travail cependant a dû rester longtemps difficile à cause de la culmination transversale du Djebel Oustani et n'a dû donner de véritables résultats que

lorsque celle-ci se fût abaissée. On a vu par l'histoire du Rouj que cet abaissement a été très tardif. Ce n'est donc qu'à une date extrêmement proche que le rattachement du Rhâb au drainage exoréïque a été réalisé. Cette constatation est corroborée par la jeunesse de la gorge de l'Oronte et par le fait que celle-ci n'a pas encore pu s'approfondir suffisamment pour que le Rhâb fût drainé.

B. Le rattachement du bassin de Homs à celui du Rhâb. — Durant la période du grand lac du Rhâb, l'Oronte et ses affluents (à l'aval du bassin de Homs) ont défoncé la nappe basaltique syrienne. Ils ont détaché le plateau d'Abou Douhour de celui de Sélémiyé, et celui-ci des buttes d'Abou Dardé. Ils ont façonné le glacis de Hama sur lequel ils coulaient à fleur de sol puisque ce glacis avait pour niveau de base le grand lac.

Lorsque celui-ci fut remplacé par le petit lac dont le niveau de base était plus déprimé de plus d'une centaine de mètres, une vague d'érosion régressive a provoqué l'encaissement de l'Oronte et de ses affluents dans les plateaux de Hama et de Massiaf. Une petite capture a été aussi provoquée au même moment à la pointe Sud de la cuvette d'Acharné, détournant l'Ouadi es Saïdé de sa direction primitive.

Ces événements créaient un état de choses dangereux pour le bassin de Homs qui restait perché au-dessus du bassin précédent. A Gajar, la gorge du plus grand affluent de l'Oronte se trouvait immédiatement au-dessous de lui sans qu'aucun obstacle ne le protège. *L'érosion régressive a donc joué à plein et s'est insinuée au contact de la nappe basaltique du Waar et de la craie sénonienne,* mordant de plus en plus sur la rivière d'écoulement Nord-Sud qui allait à la cuvette de Homs et qui voyait son cours se renverser de direction. Ainsi s'explique que la pente de l'Oronte soit si forte entre Gajar et Homs, l'Orônte est en pleine phase d'érosion linéaire. Le travail n'est d'ailleurs pas même fini puisque la gorge ne dépasse pas encore la ville de Homs et que le lac situé à l'amont n'a pas été atteint.

Ici encore le rattachement d'un bassin à l'autre se présente comme extrêmement récente.

IV. Conclusions.

La formation du réseau de l'Oronte se révèle donc dans ses lignes essentielles à la fin des analyses précédentes.

1° *A la veille de l'épanchement de la nappe basaltique de la Syrie du Nord, un proto-Oronte coule dans la gouttière que suivra cette coulée et se dirige vers la grande boucle de l'Euphrate.* Son bassin s'étend sur tout le plateau syrien depuis le Sof Dagh, le Kurd Dagh, le Kosséïr et le Djebel Ansarieh au Nord-Ouest et à l'Ouest jusqu'à la dorsale du Djebel Esriyé à l'Est. Aucune brèche n'existe encore dans les reliefs qui l'encadrent. Au Sud, il est limité par la dorsale palmyrénienne et le nœud orographique qui occupe l'emplacement du Djebel Helou. Ses affluents de gauche lui viennent du rebord du socle ; ceux de droite, de la dorsale palmyrénienne.

2° *Durant la fin du Villafranchien,* les grands traits de la structure et de la morphologie, caractérisés jusque là par des plissements et des orientations longitudinales, sont complètement bouleversés. Le fossé du Rhâb s'effondre et toute une série de culminations et d'ensellements viennent se superposer aux plis, créant ainsi une sorte de quadrillage du relief. *Le réseau hydrographique du Proto-Oronte se disloque.*

La culmination du Djebel Zaouiyé-plateau d'Abou Douhour qui semble bien se prolonger sous une forme très atténuée jusqu'au Djebel Bilas (dorsale palmyrénienne) *tronçonne l'ancien bassin de l'Oronte et lui en soustrait la plus grande partie.* Toute sa région Nord et Est voit leurs rivières confluer dans la région d'Alep où une gouttière Ouest-Est amenait leurs eaux à l'Euphrate. Ce n'est qu'à une date récente que ce réseau s'est morcelé en cuvettes endoréïques.

La partie Sud et Ouest de l'ancien bassin du Proto-Oronte, la plus petite, a donné le territoire actuellement parcouru par l'Oronte. Le drainage s'est d'abord effectué en fonction de deux grands bassins fermés : celui de Homs et celui du Rhâb.

Le premier s'est installé dans la cuvette de Homs. Au fur et à mesure que la subsidence de celle-ci s'accentuait, la Bekaa septentrionale, gagnée par ce mouvement d'affaissement, élargissait le bassin du fleuve. Il en était de même, quoique dans des proportions plus modestes du côté de la trouée de Hassié.

Le second s'est constitué en fonction de l'effondrement du Rhâb et de la subsidence de la cuvette d'Acharné. Cette dépression a attiré toutes les eaux qui ruisselaient sur la culmination du Djebel Zaouiyé-Abou Douhour. Elle se prolongeait vers le S.-E. par un grand ensellement qui lui amenait les rivières du Djebel Choumari et qui recevait sur sa gauche les affluents en provenance du Djebel Helou et du plateau de Massiaf.

L'endoréïsme de cette époque est donc tectonique et non pas climatique. L'endoréïsme actuel des bassins de Jabboul, de Madek et de Kharaitch semblent lié au contraire aux changements climatiques du Quaternaire.

3° Les derniers épisodes de la constitution du réseau de l'Oronte sont difficiles à reconstituer dans le détail mais clairs cependant pour l'essentiel. Ils consistent dans *le rattachement des bassins endoréïques les uns aux autres. Des mouvements tectoniques ont pu aider celui-ci. D'une manière générale cette unification du réseau est due à l'érosion régressive et s'est faite à une date très récente.* L'annexion du bassin de Homs ne paraît pas pouvoir être antérieure à la vague érosive déclenchée à partir du petit lac du Rhâb pour niveau de base. Celle du Rhâb paraît encore plus récente puisqu'elle suppose vraisemblablement l'abaissement de la culmination du Djebel Oustani qui est postérieure à l'émission des basaltes de Djisr ech Chogour, plus tardifs eux mêmes que le lacustre supérieur déposé par le petit lac du Rhâb.

§ III. LA STRUCTURE ET LE STYLE STRUCTURAL DE LA SYRIE INTÉRIEURE.

L'étude de la Syrie intérieure septentrionale permet de préciser de manière notable la structure du Proche-Orient et de définir en même temps un style structural qui est propre à cette région.

I. La structure du Proche-Orient.

Nous nous sommes efforcés dans un mémoire antérieur d'en caractériser les grands traits [1]. Nous nous proposons ici de les résumer brièvement et de les compléter par les résultats des recherches poursuivies depuis lors [2].

---

[1] **21.** [2] **22** à **35**, **40** à **43**.

1° *Le Proche-Orient est constitué essentiellement par un vieux socle* qui fait suite à celui de l'Arabie et, par delà le grand fossé de la mer Rouge, à l'Afrique tout entière.

Il est partout recouvert par des couches sédimentaires et par des nappes basaltiques. Les strates les plus anciennes qui soient observables sont celles du Jurassique. Ce n'est que très localement que le Trias et le Primaire se montrent dans l'angle Sud-Ouest et que le socle lui-même apparaît depuis la mer Morte jusqu'au golfe d'Akaba.

Sa caractéristique essentielle du point de vue structural et morphologique est d'être en pente du Sud au Nord et de l'Ouest à l'Est. Très abaissé du côté de la Mésopotamie, il est au contraire vigoureusement redressé du côté de la Méditerranée.

Géographiquement, *il dessine un saillant très avancé en direction du Nord* — «le promontoire arabe» d'E. Argand — qui a provoqué la serrée des plis alpins dans le massif arménien. De part et d'autre de ce saillant, ceux-ci, reprenant leur liberté, s'incurvent largement pour former la guirlande dinaro-taurique à l'Ouest, la guirlande du Zagros à l'Est.

2° *Malgré sa rigidité, le socle syrien a subi les contre-coups de l'orogénèse alpine dont les effets se sont faits sentir sous forme de plis.*

Ces plis sont très différents à l'Est et au Nord-Est d'une part, au Nord et à l'Ouest d'autre part.

A. *En Mésopotamie,* l'orogénèse alpine, affrontée à un socle très bas qui se présentait sous forme d'un plan en pente très douce a construit sur sa lisière des plis géosynclinaux d'une très grande régularité. Les chaînes du Kurdistan irakien et du Zagros iranien se suivent sur des centaines de kilomètres et ressemblent avec leurs plis coffrés à un gigantesque Jura.

Le socle lui-même n'a pas été affecté par les forces orogéniques. Celles-ci se sont contentées de froisser sa couverture superficielle et de donner des anticlinaux longs et étroits qui courent selon une direction N.O.-S.E. à travers la Djéziré irakienne.

B. *Au Nord,* le bord du socle jusque là très enfoncé commence à se relever progressivement. Il se trouvait donc plus vulnérable à la poussée alpine. D'où l'apparition de *grands accidents qui ne sont plus seulement des plis superficiels mais aussi des déformations du socle lui-même selon de très grands rayons de courbure.*

Ces accidents sont :

— *la gouttière synclinale du Haut Tigre ;*

— *la dorsale anticlinale de Mardin* qui retombe brusquement au Sud le long de la frontière turco-syrienne et un peu au Nord de celle-ci ;

— *la gouttière de Haute Djéziré*. Très nette du Tigre de Djeziret ibn Omar au Balikh, elle s'éteint après celui-ci devant le bombement Nord-Sud dans lequel s'est enfoncée la grande boucle de l'Euphrate ;

— *la dorsale de Haute Djeziré* dont le sommet est affecté par le long pli de couverture du Djebel Sindjar-Djebel Abd el Aziz [1]. Elle semble bien se prolonger par des plateaux de Toual Aaba jusqu'aux approches de l'Euphrate.

C. *Au Nord-Ouest et à l'Ouest enfin,* le socle est franchement redressé, il se présente par sa tranche et a été frappé de plein fouet par l'orogénèse taurique. Il en est résulté de *grands plis de fond d'orientation N.N.E.-S.S.O.* qui s'incurvent vers le N.E.-S.O. quand ils se rapprochent de la mer où ils s'ennoient.

Les principaux plis de fond sont le long de la côte méditerranéenne :

— l'Amanus [2] ;

— le Djebel Ansarieh qui se poursuit par le Liban, continué lui-même par le massif galiléen ;

— le massif palestinien ;

— la dorsale du Negeb.

et vers l'intérieur :

— l'Hermon-Anti-Liban que prolonge la dorsale palmyrénienne qui s'incurve vers l'Est [3].

---

[1] 33.

[2] Ceci avancé avec réserve. La signification de l'Amanus dans le plan d'ensemble de la structure du Proche-Orient étant encore loin d'être claire.

[3] Dans **21**, la signification de la dorsale palmyrénienne (appelée « branche septentrionale des plis palmyréniens ») nous avait échappé. Les « bombements elliptiques N.E.-S.O. qui se relayent de la région de Homs jusqu'aux approches de l'Euphrate » (p. 285) ne sont en réalité que des accidents locaux d'une dorsale à grand rayon de courbure.

En certains points, ces plis de fond sont bordés par des plis de couverture :

— plissements pré-libanais le long du Liban septentrional et dont les derniers restes forment le promontoire de Beyrouth ;

— plis du Qalamoun et plissements palmyréniens [1]. C'est la continuité de ceux-ci et leur parallélisme avec l'Anti-Liban et la dorsale palmyrénienne qui amènent à penser que ces deux grands plis de fond n'en constituent en réalité qu'un seul malgré la trouée de Hassié, apparue tardivement [2].

Ce n'est qu'au delà de cette zone plissée que le socle syrien se révèle vraiment comme tabulaire. A part le bombement d'el Gara, la tranquillité des couches est quasi parfaite et les formes du relief n'y sont représentées que par de petits abrupts monoclinaux [3], annonciateurs des énormes cuestas de l'Arabie séoudite [4].

3° Le style structural du bord de la Méditerranée est donc très caractéristique. *C'est un style de pli de fond.* La courbure a un très grand rayon, elle se fait parfois régulièrement mais admet le plus souvent des coudes plus ou moins prononcés que nous avons appelés pliures et contre pliures selon qu'ils sont tournés vers le ciel ou en sens inverse [5]. Le diamètre des plis est tel et le rayon de courbure si grand que rien ne permet de penser que le socle sous-jacent n'ait pas eu la plasticité voulue pour épouser au moins grossomodo les déformations superficielles. Aucune observation n'amène à inférer légitimement que ce socle ait été débité en voussoirs [6]. Les plis ont en outre des terminaisons périclinales très

---

[1] Appelés « branche méridionale du faisceau palmyrénien » dans **21**.

[2] Dans **34** et **35**, nous étions plus hésitant mais il nous semble que c'est la solution que nous venons de présenter qui est la plus conforme à la réalité.

[3] Raoul C. Mitchell, *Aspects géologiques du désert occidental de l'Irak, Bulletin de la Société géologique de France,* 1956, tome VI, p. 391-406.

[4] Cartes structurales et morphologiques dans : A. Guilcher, *Structure et relief de l'Arabie,* Information géographique, 1954, p. 56-63 ; J. Dresch, *Ouvr. cité,* p. 200-201.

[5] **27**, planches de coupes et album de photo ; **34**, planches de coupes ; **21**, planche XI.

[6] Nous ne pouvons pas nous rallier à ce sujet aux vues de J. Angénieux (*Une combinaison de mouvements verticaux et de mouvements tangentiels dans l'évolution structurale du Liban ; Bulletin de la Société géologique de France,* 6e série, tome I, p. 285

nettes et très régulières qui seraient inexplicables s'ils étaient dûs essentiellement à des cassures profondes.

La largeur des plis est telle qu'ils sont affectés parfois sur leur coupe transversale de déformations secondaires : plis coffrés du Djebel Jaje et du Djebel el Mazraa au Liban, Djebel ech Chir Mansour et Djebel sans Nom dans l'Anti-Liban, anticlinaux divers du massif galiléen [1], du massif palestinien [2] et de la dorsale du Negeb [3].

Le parallélisme enfin de « l'arc syrien», formé par ces plis, avec l'arc taurique, comme leur dyssymétrie générale vers le Sud-Est, montrent

à 301, 1951), au moins tant que l'auteur n'aura pas fait connaître les observations sur lesquelles il appuie sa synthèse (« Dans cette note préliminaire, j'exposerai seulement les caractères généraux du style que j'ai pu dégager de l'ensemble de mes observations». En note : « Le détail fera l'objet de publications ultérieures», *ouvr. cité,* p. 288).

L'auteur semble avoir bâti cette synthèse à partir de faits très localisés, observables dans la vallée du Bardouni où la retombée des couches cénomaniennes des avant-monts libanais est compliquée de replis (*ouvr. cité,* p. 292). Ceux-ci nous paraissent relever de ce que nous avons appelé les « bourrelets marginaux» (**27**, p. 57-58 et fig. 11). Nous pensons que c'est vraiment une trop grosse extrapolation que d'inférer de ces replis à des fractures du socle et d'en tirer le « Schéma théorique» de l'auteur (*ouvr. cité,* fig. 1, p. 289) alors que le Crétacé inférieur, le Jurassique et les couches qui séparent celui-ci du socle ne sont pas visibles et qu'il est par conséquent impossible de suivre l'évolution de ces replis en profondeur.

A la page 294, J. Angénieux écrit : « On peut distinguer des flexures monoclinales, des flexures en genou et des flexures en S, ayant toutes, mais surtout les dernières, la caractéristique d'un flanc étiré» avec renvoi en note : « Malgré, l'affirmation contraire de Vaumas». Ici encore, nous serions prêt à abandonner notre interprétation des accidents que nous avons appelés pliures et contre-pliures et que J. Angénieux appelle flexures devant la description de faits concrets. Nous nous sommes efforcé d'observer et de suivre attentivement les accidents dont il est question sur toute l'étendue du territoire de l'Etat libanais durant deux années de prospection et nous n'avons jamais constaté d'étirement des couches. Nous ne pouvons donc nous rallier aux vues de J. Angénieux que lorsqu'il aura indiqué les points précis où nos observations sont fautives.

[1] **27**, planches de coupes.

[2] Leo Picard, *Structure and evolution of Palestine.* Notamment : Carte et coupes (fig. 1 et 2), p. 6 et 7.

[3] **22**, planches de coupes.

bien que leur origine est essentiellement attribuable à l'orogénèse alpine. Les plis de la Syrie-Palestine de même que ceux de Chypre font partie de la guirlande dinaro-taurique (sensu lato), la seule différence qui existe avec celle-ci (sensu stricto) est que cette dernière a reployé du matériel géosynclinal et peut se suivre très loin vers l'Ouest à travers l'Asie Mineure tandis que l'arc syrien s'est développé dans le socle sous forme de plis de fond et se trouve interrompu très vite par la Méditerranée.

Quant aux failles, elles sont rares. Elles sont complètement absentes dans tout l'intérieur de la table syrienne. Dans les massifs côtiers, elles sont peu nombreuses et de faible rejet. Etant donnée la très grande épaisseur de la couverture sédimentaire, elles n'intéressent probablement que celle-ci et n'ont pas affecté le socle lui-même.

La structure du Proche-Orient est aussi différente que possible de l'architecture hercynienne de l'Europe et de l'Asie mais se trouve par contre très proche de celle de l'Arabie et de l'Afrique.

Il existe cependant quelques exceptions de très grande importance.

4° *Les fractures.* — L'Anti-Liban est parcouru obliquement par deux cassures : celle de Chebaa et celle de l'Hermon, qui jouent un très grand rôle dans la structure de ce massif mais qui n'ont pas de signification générale dans l'architecture d'ensemble du Proche-Orient [1].

Il n'en est pas de même de la fracture transjordanienne et de la fracture libano-syrienne.

La première se suit du golfe d'Akaba au lac de Tibériade et dénivelle en masse la Palestine au-dessous de la Transjordanie.

La seconde relaye la précédente à partir du coude du Litani et longe le revers oriental du Liban et du Djebel Ansarieh méridional et central, puis le Djebel Zaouiyé jusqu'à Amqiyé. A hauteur du Djebel Ansarieh septentrional, la fracture occidentale du Rhâb lui est parallèle et se poursuit par la faille du Kosséïr.

[1] Nous avons signalé déjà (**20**, **21**, **27**) que ces fractures ne peuvent servir de failles encadrantes à un hypothétique fossé de la Bekaa. Elles sont en effet situées en plein massif de l'Anti-Liban et non sur sa bordure. Bien plus, elles passent du bord N.-O. de ce massif à son bord S.-E. Enfin leur regard est tourné non pas vers la Bekaa mais vers le bassin de Damas (voir *infra,* p. 215-216).

Il ne semble pas faire de doute que ces fractures ont cassé non seulement la couverture sédimentaire mais aussi le socle. La grande continuité de ces fractures à travers des structures différentes de même que leur rejet qui atteint des centaines de mètres, sinon des milliers de mètres comme on leur a attribué trop généreusement [1], s'expliqueraient difficilement autrement. Elles isolent de l'intérieur du socle la bande des massifs méditerranéens qui se trouvent dans des positions diverses par rapport à la table syrienne : la Palestine est effondrée au-dessous, le Liban est ordinairement plus haut mais il lui arrive d'être structuralement déprimé [2] par rapport à la lèvre orientale de la fracture, le Djebel Ansarieh est resté au-dessus du socle. Ainsi les fractures transjordiennes et libano-syrienne montrent que les massifs côtiers se sont d'autant plus affaissés qu'ils sont plus loin du Taurus et que par conséquent ils ont ressenti plus tôt les effets de la détente orogénique caractéristique de la fin du Villafranchien et du Quaternaire.

5° *Les accidents transversaux.* — Nous avons mentionné dans le résumé précédent un certain nombre de grands accidents longitudinaux (gouttières synclinales du Haut Tigre et de Haute Djéziré, dorsales de Mardine, de Haute Djéziré et de Palmyre) qui nous avaient échappé antérieurement.

Le principal apport des recherches récentes a consisté cependant à mettre en évidence de grands accidents transversaux. Il n'est pas utile d'en reprendre la nomenclature qui a été donnée plus haut. Il suffit de leur ajouter comme leur appartenant très vraisemblablement l'énorme ensellement qui comprend la Bekaa méridionale, la trouée du Barada et le bassin de Damas, et peut-être aussi la plaine d'Esdrelon qui sépare les massifs galiléen et palestinien de même que le bassin de Bershebaa entre la Palestine et la dorsale du Negeb. Si ces dernières vues se révélaient exactes, on constaterait que les accidents transversaux ont une

[1] Pour l'analyse des rejets dans l'Anti-Liban, au Liban et dans le Djebel, Ansarieh, voir **27** et **34**. Le rejet de la fracture transjordanienne n'a pas fait, semble-t-il, l'objet d'une observation serrée. Il est vraisemblablement le plus grand de tous.

[2] Nous disons bien «structuralement déprimé» et non «topographiquement déprimé».

ampleur d'autant plus grande qu'on va du Nord vers le Sud. L'explication de ce phénomène tiendrait à la même cause que celle qui a été signalée précédemment : les subsidences transversales à l'exemple de l'effondrement des massifs côtiers ont joué d'autant plus activement qu'on se trouve plus loin du Taurus et que par conséquent la détente orogénique s'est faite sentir plus tôt.

Dans l'ensemble, et surtout dans la Syrie septentrionale, les accidents transversaux ont une vigueur bien moins grande que les plissements longitudinaux. Ils ont cependant réalisé un quadrillage de la structure et du relief qui commande le paysage actuel. Ils ont en outre l'avantage d'être bien datés de la fin du Villafranchien et de fournir ainsi un jalon capital de l'évolution générale du relief et du réseau hydrographique.

II. Le style structural de la Syrie intérieure septentrionale.

Les types morphologiques caractéristiques de la Syrie intérieure septentrionale sont les plateaux et les cuvettes. Les uns et les autres sont en correspondance plus ou moins lointaine avec les grands accidents transversaux. *Parmi les plateaux, certains sont dûs à l'érosion différentielle* (plateaux du Djebel Hass, du Djebel Chbeit, d'Abou Douhour, de Sélémiyé, de Rastane, buttes d'Abou Dardé), *d'autres relèvent de la seule érosion* (plateau de Massiaf, glacis en roches tendres de Hama), *d'autres enfin sont principalement structuraux* (Djebel Zaouiyé, Djebel Ala-Baricha, plateau d'Idlib, — et au Nord de la région étudiée dans ces pages : Djebel Smane [1], Kurd Dagh, Sof Dagh).

Ces derniers ont un style structural complètement différent de celui des plis de fond côtiers. Le Djebel Ala-Baricha est triangulaire, le Djebel Zaouiyé est un rectangle irrégulier, Les bords sont absolument rectilignes et se recoupent sans aucune transition par des angles extrêmement nets. Rien n'évoque des bords curvilignes et des terminaisons périclinales.

[1] Il s'agit ici du Djebel Smane, situé entre la route Antioche-Alep, l'Amouk, la dépression de l'Afrine et la région d'Alep, et non pas du Djebel Smane qui se trouve à l'Ouest d'Antioche.

Ordinairement les bords de ces plateaux sont dûs à des versants de pliure, quelquefois à des synclinaux pincés là où deux plateaux sont juxtaposés, d'autres fois ils se raccordent par une transition insensible avec l'ensemble tabulaire du socle (ainsi entre le Djebel Zaouiyé et la cuvette d'Acharné, entre le Djebel Smane et la région d'Alep, au Sud-Est du Kurd Dagh et du Sof Dagh). Leurs sommets peuvent être ondulés (Djebel Zaouiyé, Kurd Dagh) mais ces ondulations sont d'une importance très faible relativement aux accidents bordiers.

Ces plateaux posent donc un problème de structure. Celle-ci ne peut être la même que celle des plis de fond des massifs côtiers. Aucune observation de la structure profonde n'est cependant possible car l'érosion ne descend pas au-dessous du Cénomanien. On est donc réduit aux conjectures. Il semble cependant que l'hypothèse suivante rend bien compte des faits.

Tout se passe comme si le socle, très redressé dans cette région est immédiatement affronté aux forces orogéniques alpines, avait donné deux séries de déformations très distinctes. Le premier échelon est constitué par les grands plis de fond côtiers. Le second par une fragmentation du socle en voussoirs délimités par des cassures profondes. Plusieurs faits suggèrent cette interprétation : les formes polygonales des plateaux, leur dyssymétrie qui montre un côté Ouest ou Nord-Ouest très redressé et un côté Est ou Sud-Est raccordé beaucoup plus régulièrement avec l'intérieur, enfin ils sont d'autant plus redressés et basculés qu'on va du Sud vers le Nord, c'est-à-dire qu'on se rapproche du Taurus.

Comme dans les massifs côtiers, les forces orogéniques ont dû agir en profondeur et frapper directement à hauteur du socle. Elles ont provoqué un morcellement et un basculement de celui-ci. En se soulevant, les voussoirs ont amené la couverture à se mouler sur eux et à engendrer des versants de pliure et des synclinaux pincés, si caractéristiques des reliefs de cette région [1]. Ce n'est cependant que d'une manière exceptionnelle que les failles profondes se sont répercutées jusqu'à la surface [1].

[1] Cette explication est très proche de celle que J. Angénieux (*ouvr. cité*) a mise sur pied pour le Liban. Cet auteur appelle «faille synclinale» l'accident appelé ici «synclinal pincé». Comme on l'a fait remarquer précédemment (Voir *supra*, p. 209), cette interprétation ne nous semble pas convenir au Liban.

En conclusion, on voit que dans les régions du Proche-Orient étudiées jusqu'ici, *il faut distinguer plusieurs types de failles.*

A. *Selon le niveau où elles font sentir leurs effets, il y a :*

a. *des failles intéressant la couverture sédimentaire :* la plupart des failles du Liban. On leur a réservé ordinairement le nom de failles pour les distinguer des suivantes.

b. *des failles intéressant la couverture et le socle auxquelles on a donné le nom de fractures ou de cassures.* Les plus grandioses sont : la fracture transjordanienne, la fracture libano-syrienne, la fracture du Djebel Zaouiyé Nord-Ouest, la fracture de Chouline, la fracture occidentale du Rhâb (qui se prolonge par la fracture ou plus probablement la faille du Kosséïr), les fractures de Chebaa et de l'Hermon.

c. *des failles intéressant le socle et qui se traduisent dans la couverture par des versants de pliure.* Ce sont des fractures ou cassures profondes. Les principaux exemples en sont : les pliures bordières du Djebel Ala-Baricha, du plateau d'Idlib, du Djebel Zaouiyé.

B. *Selon leur origine tectonique, il y a :*

a. *des fractures dérivant de la position d'ensemble du socle* qui a amené sa marge méditerranéenne à s'effondrer : la fracture libano-syrienne et la fracture transjordanienne.

b. *des fractures d'effondrement :* fracture de Chouline, fracture occidentale du Rhâb.

c. *des fractures dues à des subsidences :* failles de l'Ouadi Gehennam, de l'Ouadi Serkhane, de l'Ouadi Fissène, de la Bouqeïa, entraînées dans le Liban septentrional et dans les plateaux volcaniques de l'Akkar par

[1] Dans la région étudiée dans ce mémoire, il n'y a d'autre exemple à citer que la fracture du Djebel Zaouiyé N.-O. depuis Amqiyé jusqu'au demi-dôme de Badriyé. Elle disparaît après celui-ci. Le long du plateau d'Idlib, on ne voit plus que le versant de pliure qui recouvre la faille profonde.

Il n'en est probablement pas de même sur la lisière N.-O. du Kurd Dagh et du Sof Dagh que nous avons vue trop rapidement pour pouvoir nous prononcer de manière ferme.

l'affaissement du seuil Homs-Tripoli et de la cuvette de Homs. Peut-être faut-il considérer aussi que les fractures de Chebaa et de l'Hermon dans l'Anti-Liban, doivent leur rejet (au moins en partie) à la subsidence du bassin de Damas.

d. *des fractures liées directement à l'orogénèse taurique :* les cassures des plateaux de la Syrie septentrionale qui se traduisent en surface par des versants de pliure.

Remarque. — La description de ces différents types de faille amène à préciser la signification des pliures et des contre-pliures.

Nous avons défini celles-ci de la manière suivante : « On peut appeler pliure un pli en genou dont la convexité est tournée vers le ciel, contre-pliure un pli semblable mais de sens inverse» [1]. En employant ces deux termes nouveaux, on n'avait pour but que de bien marquer qu'il ne s'agissait pas de flexure, vocable qui implique presque toujours, au moins de manière sous-entendue, qu'il existe un étirement et un passage à la faille. Ces termes se révélaient aussi plus commodes que ceux de pli en genou et pli en coude pour lesquels on ne sait jamais bien dans quel sens les phénomènes se produisent.

Cette définition est cependant extrêmement large. Elle indique simplement que les déformations ne se font pas (ou pas seulement) par courbure des couches mais aussi par accélérations brusques des pendages en certains endroits. Elle s'applique donc à des accidents qui peuvent intervenir dans des plis de couverture (Jura, Vercors par exemple), dans des plis de fond (Liban, Anti-Liban, Djebel Ansarieh), dans des plis géosynclinaux (Kurdistan irakien, Zagros). Elle ne dit rien de l'ouverture angulaire que réalisent ces accidents, ni de la position de ceux-ci dans un ensemble structural, ni de leur groupement réciproque les uns par rapport aux autres.

Leur signification structurale demande donc à être interprétée en fonction des éléments précédents et d'une manière générale en fonction du type structural de la région [2]. Quand il s'agit de faire des hypothèses sur la structure

[1] E. DE VAUMAS, *Sur la structure du Liban, Comptes-rendus des séances de l'Académie des Sciences,* 1948, t. 226, p. 2068-2088.

[2] Voir *supra,* p. 209 et 213 les caractéristiques structurales des plis de fond méditerranéens et des plateaux de la Syrie intérieure.

profonde, les inférences que l'on peut avancer ne sont légitimes que si on tient compte de toutes ces données.

D'après les conclusions qui paraissent se dégager de l'analyse des types structuraux du Proche-Orient, il semble qu'on ne puisse supposer qu'*il n'y a de fracture profonde que dans la mesure où contre-pliure et pliure sont associées pour donner une véritable marche d'escalier.*

§ IV. L'HYDROLOGIE DU DJEBEL ANSARIEH ET DE LA SYRIE INTÉRIEURE.

La climatologie [1] et la géologie [2] sont connues depuis un certain temps déjà dans leurs lignes essentielles, elles permettent conjointement avec ce qui vient d'être dit de la structure et du relief d'esquisser les grands traits de l'hydrologie du Djebel Ansarieh et de la Syrie intérieure.

Cette hydrologie est fonction en premier lieu de la pluviosité. Le Djebel Ansarieh reçoit un peu plus de 800 mm. le long de la côte (Lattaquié : 820 mm.; Tartous : 845 mm.), 1000 mm. et sans doute plus encore sur la crête. En Syrie intérieure, la dégradation des précipitations s'opère rapidement, mais beaucoup moins vite cependant qu'à l'arrière du Liban puisque l'isohyète de 400 mm. atteint Alep, Idlib et Hama et que celui de 300 mm. passe à l'Est des plateaux d'Abou Douhour et de Sélémiyé.

La tranche d'eau abattue durant l'hiver serait suffisante pour donner naissance à des réserves importantes. Malheureusement *l'échelle stratigraphique et la structure sont défavorables à l'emmagasinement des eaux de telle sorte que toute cette partie de la Syrie est une région sèche.*

[1] Ch. COMBIER, *La Climatologie de la Syrie et du Liban, Revue de géographie physique et de géologie dynamique,* vol. VI, fasc. 4, p. 319-346, 12 figures dans le texte dont 5 cartes, 1933. *Aperçu sur les climats de la Syrie et du Liban avec carte au millionième des pluies et des vents,* 31 p., 7 fig., dont 2 cartes dans le texte et 5 tableaux de données climatologiques, Beyrouth, 1945. *Essai d'une formule de classification des climats du Levant.* Publications techniques et scientifiques de l'Ecole française d'Ingénieurs de Beyrouth, N° 14, p. 7-27, 22 fig., 4 cartes hors-texte, 1948.

[2] 9.

Analysée du point de vue hydrologique, l'échelle stratigraphique se présente en effet de la manière suivante. Le Jurassique est très perméable et voit s'infiltrer toutes les eaux qu'il reçoit. Le Crétacé inférieur (Aptien, Albien) est au contraire étanche mais beaucoup moins épais qu'au Liban et surtout jouissant d'une position structurale beaucoup moins favorables que dans cette montagne, il ne joue pas le même rôle capital qui était le sien dans ce massif. Le Cénomanien est à l'exemple du Jurassique très perméable à la différence du Sénonien qui le recouvre. Malgré sa fissuration superficielle, la craie sénonienne se comporte en fait comme une roche étanche. Les calcaires nummulitiques donnent à nouveau une couche perméable que sa faible épaisseur et son étendue réduite ne rendent toutefois pas capable de stocker beaucoup d'eau.

Les conditions sont donc d'une manière générale assez défavorables à l'accumulation des précipitations et à l'existence de grosses sources vauclusiennes comme celles du Liban ou des marges de l'Anti-Liban

I. Le Djebel Ansarieh.

C'est lui qui reçoit de très loin, les pluies les plus abondantes. Sur son versant occidental, celles-ci se chiffrent par 800 à 1000 mm. annuels. Par un phénomène semblable à celui qui se réalise déjà au Liban [1], il en est de même sur le versant oriental partout très étroit; la détente de l'air, source de condensation continuant à s'opérer jusqu'à quelques kilomètres au delà de la crête, les nuages ne se résorbant que sur le Rhâb lorsque s'amorcent la retombée et la compression de l'atmosphère.

Le Djebel Ansarieh ne possède cependant aucune grosse résurgence à cause de l'architecture du massif. Les eaux percolent dans le Jurassique et dans le Cénomanien en profondeur sans qu'aucun grand niveau imperméable ne les oblige à jaillir à l'air libre. Elles s'enfoncent jusqu'au niveau de la mer et la seule venue d'eau importante est celle du Nahr Sène près de Banias dont la résurgence représente une douzaine de m³ sec. D'une façon habituelle, l'ensemble des infiltrations doit continuer à s'opérer jusqu'au-dessous du niveau même de la mer et c'est dans celle-ci qu'elles

---

[1] **34**, p. 220.

doivent ressurgir. Un forage réalisé dans l'île de Rouad les a trouvées à quelque 200 m. de profondeur.

Ainsi, à part des endroits très localisés comme la partie amont du Nahr Houssaïne où la gorge très encaissée de cette rivière a provoqué les résurgences d'Ouadi el Ayoun, le Djebel Ansarieh ne comporte que de petites sources misérables, tout juste suffisantes à faire vivoter les habitants. Elles se font jour irrégulièrement sauf le long de l'affleurement du Crétacé inférieur et du contact Sénonien-Nummulitique. Même dans ces deux cas, leur abondance demeure très faible [1].

Le Djebel Ansarieh est une montagne sèche et à la différence du Liban ne comporte aucune rivière permanente. La presque totalité des eaux des pluies sont perdues par infiltration et ruissellement.

II. Le Rhâb.

Le Rhâb fait un contraste éclatant avec les deux montagnes qui l'encadrent. A leurs pentes desséchées, vêtus d'un maigre maquis ou déployant même seulement leurs roches au grand soleil, il oppose son fond plat et couvert de marécages parmi lesquels serpentent des chenaux au tracé compliqué.

Encore pratiquement fermé du côté de Djisr ech Chogour par une nappe basaltique et son soubassement de roches miocènes, *il est éminemment apte, grâce à son plancher imperméable constitué par le lacustre supérieur, à retenir les eaux très importantes qui lui parviennent.*

Son bassin hydrographique est pourtant très petit [2]. Le Rhâb lui-même fait 515 km. et les versants du Djebel Ansarieh et du Djebel Zaouiyé ne dépassent pas respectivement 500 et 410 km². Soient 1425 km² au total.

Les dimensions de la cuvette d'Acharné (260 km²) et des versants qui en dépendent (855 km²) sont encore plus petites (1115 km²).

Ce bassin hydrographique (2540 km²) ne rend pas compte par conséquent de l'abondance des eaux qui sont accumulées dans ces deux régions.

---

[1] Sur les effets morphologiques entraînés par le niveau aquifère situé au contact Sénonien-Nummulitique, voir : **34**, p. 239-240.

[2] **16**.

Son alimentation est extérieure, elle est fonction de l'Oronte et de très grosses résurgences, celles-ci fournissant un débit équivalent de celui-là.

1° L'ORONTE [1]. — L'Oronte naît dans la Bekaa à hauteur du col de Baalbeck. Très tôt, *les sources d'Aïn Zerqa près de Hermel lui assure une alimentation soutenue que renforcent les dernières résurgences du Liban et de l'Anti-Liban* (Aïn el Tannoure, el Sakhné, Maayane, Matraba, Kasr) avant le lac de Homs. A l'entrée de celui-ci, le fleuve roule déjà annuellement 430 millions de m³, soit un module de 13,550 m³/sec. Le régime est extraordinairement régulier et ne manifeste qu'une très légère montée en Février-Mars-Avril-Mai et une chute insignifiante en Novembre-Décembre-Janvier. Les eaux de pluie ou de fonte des neiges ne lui arrivent en effet qu'après un long cheminement dans les énormes masses calcaires du Liban et de l'Anti-Liban qui supprime pratiquement toute variation dans le régime.

Du lac de Homs à Cheizar, c'est-à-dire jusqu'à l'entrée de la cuvette d'Acharné, l'abondance annuelle croît de manière assez faible et passe à 770 millions de m³ (Module : 24, 415 m³/sec.). En même temps, *le régime devient irrégulier.* Une longue période de basses eaux s'installe d'Avril à Décembre avec minimum en Juillet-Août : 10 m³/sec. environ dont on devine aisément qu'ils proviennent de l'alimentation karstique de la Bekaa, sans eux l'Oronte s'assècherait complètement dans ce secteur de son cours ! Elle est suivie par une période de hautes eaux de faible durée en Janvier-Février-Mars (Janvier : 45 m³/sec., Février : 80 m³/sec., Mars : 45 m³/sec.) qui marque que dans ce secteur de son cours, l'alimentation locale est due essentiellement à l'écoulement superficiel.

Tout cela ne représente qu'un fleuve assez pauvre pour l'étendue du bassin correspondant (12.000 km² dont 2500 km² en amont du lac de Homs et 9500 km² à l'aval). Le module relatif met bien la chose en lumière : de 5,42 l./sec./km² à la sortie de la Bekaa, il n'est plus que de 2,77 l./sec./km² à Cheizar. *L'Oronte deviendrait rapidement exsangue si le Rhâb ne le régénérait.*

[1] 39.

Malgré l'augmentation très petite de son bassin (2000 km²) [1], *l'abondance annuelle entre Cheizar et Qarqour fait un bond de 770 à 1470 millions de m³, le débit moyen passe de 24,415 m³/sec. à 46,594 m³/sec. et le module relatif remonte de 2,77 à 4,23 l./sec./km². Quant au régime, il a subi à Qarqour une régularisation assez prononcée du fait de l'étalement des eaux dans le Rhâb.* La période des basses eaux ne dure plus que de Juillet à Décembre, celle des hautes eaux culmine en Mars et non plus en Février et la décroissance des débits se fait de manière moins brutale qu'à Cheizar.

Le renforcement de l'Oronte, déjà si net entre Cheizar et Qarqour, continue entre Qarqour et Jisr el Hadid dans l'Amouk (c'est-à-dire dans le secteur qui correspond à « la dépression du Bas Oronte » de ce mémoire). Le bassin versant est pourtant assez faible (2000 km²), de même ampleur à peu près que celui de la cuvette d'Acharné et du Rhâb. Aucun affluent sérieux ne s'y rencontre à la différence de ce qui se passe pour l'Oronte d'Antioche qui reçoit l'Afrie et le Kara Sou. L'abondance annuelle se gonfle cependant de 1470 à 1970 millions de m³, le débit moyen de 46,594 à 62,480 m³/sec. et le module relatif de 4,23 à 4,30 l./sec./km². *Comme dans le secteur précédent, cette augmentation est due à des résurgences et notamment à l'écoulement des eaux de la cuvette fermée du Rouj à travers le Djebel Oustani* [2].

2° LES SOURCES. — *Les sources du Rhâb, sont maintenant très bien connues* grâce aux travaux de prospection qui ont été faits pour l'aménagement de cette dépression [3]. On en a dénombré 175 (Planche IV).

La plupart cependant (127 sur 175) *ont un débit insignifiant* (moins de 10 l./sec.). Ce sont celles qui sont alimentées par les cônes de déjection, les fissures du basalte ou les petits accidents qui existent dans le lacustre inférieur. Liées principalement aux cônes de déjection, ces sources se trouvent presque toutes au pied du Djebel Ansarieh. Leur apport total est faible : 144 l./sec. dont 124 l./sec. en provenance du côté occidental du Rhâb.

[1] 2540 km² d'après **16**, plus exact que **39**.
[2] Voir *infra*, p. 224.
[3] **16**.

En réalité, les vraies sources sont des résurgences vauclusiennes qui jaillissent des massifs jurassiques et cénomaniens. Malgré les désavantages certains de la structure dont les couches plongeant en direction du Rhâb n'occupent qu'une surface restreinte, la dépression est si basse qu'elle a fourni un niveau de base excellent vers lequel convergent très probablement un réseau de galeries souterraines bien plus étendu que le bassin versant normal.

Contrairement à ce qu'on pourrait penser de prime abord, le Djebel Ansarieh fournit un volume d'eau (3221 l./sec.) *de moitié plus faible que celui qui parvient du Djebel Zaouiyé* (7340 l./sec.) *et le débit moyen par source manifeste un écart encore plus prononcé dans le premier cas* (32 sources de 100 l./sec. en moyenne) *que dans le second* (13 sources de 564 l./sec. en moyenne). Cet état de choses renforce encore l'avantage de la bordure orientale de la dépression sur son côté occidental. A l'Ouest, les marais touchent parfois la montagne, aucune grande voie de circulation n'a jamais pu s'y établir, l'eau est dispersée et relativement peu abondante. A l'Est au contraire, le terre-plein situé au pied de la montagne est continu, assez large et jalonné par de grosses venues d'eau ; il n'y a pas à s'étonner que dans ces conditions, l'axe routier de la Syrie y ait passé pendant de nombreux siècles et qu'une capitale, Apamée, s'y soit même fixée du temps des Séleucides.

Dans le détail, la répartition des sources se fait de la manière suivante.

— *Le long du Djebel Ansarieh, les sources sont peu nombreuses au Nord* [1]. Au Nord, c'est-à-dire tant que le pli est régulier, il n'en existe que trois (Nos 4, 11, 12 donnant respectivement 100, 45 et 50 l./sec. [2]. La plus grande partie des eaux doit être entraînée en profondeur par les couches qui plongent vers l'Est, la fracture ne semble pas avoir joué ici un rôle aussi déterminant que dans la partie méridionale.

C'est au moment où le sommet de l'anticlinal s'effondre qu'apparaît la plus grosse source : Aïn en Naour (N° 13 et 638 l./sec.).

---

[1] Il s'agit uniquement ici et dans les paragraphes qui suivent, des sources dont le début est supérieur à 10 l./sec.

[2] La numérotation des sources renvoient au Tableau N° III, p. 229-230 et à la Planche III.

Au Sud, 27 sources débitent plus de 10 l./sec. mais 6 seulement parmi elles dépassent 100 l./sec. Les plus importantes (Nos 103, 113, 114, 116) se localisent dans le grand rentrant déterminé par le recoupement de la fracture occidentale du Rhâb et de la fracture de Fakro.

— *Dans la cuvette d'Acharné, des phénomènes inattendus se produisent.* Les plaines qui s'y trouvent sont très sèches. Seules s'y rencontrent des petites sources disséminées sans ordre dans sa partie Sud ou localisées le long de l'escarpement Hayaline-Acharné dans le Nord. Cette quinzaine de sources avec 104 l./sec. au total ne compte pas en réalité.

Par contre, *les venues de Tell Ouioun au fond de la vallée de l'Oronte, amènent d'un seul coup 5856 l./sec., soit le tiers de l'ensemble des eaux fournies par les 175 sources de la région et le quart du débit de l'Oronte à Cheizar.* Cette résurgence est commandée par de petites failles qui accidentent le fond de la cuvette mais ne s'explique réellement que par l'étendue du bassin versant. Ce sont toutes les eaux profondes du Djebel Zaouiyé au Sud de la culmination de ce massif, qui cheminent en direction de l'Oronte, gagnant le point le plus creux de la cuvette et ressurgissant à la faveur d'accidents locaux. La source de Tell Ouioun a une influence primordiale, elle soutient le débit de l'Oronte au moment où il commençait à faiblir. Elle a permis ainsi de contribuer de manière considérable à la mise en valeur de la plaine d'Acharné qui est en train de se faire depuis quelques années.

— *Le long du Djebel Zaouiyé, la répartition n'est pas moins nette que sur la bordure occidentale, tout en y étant beaucoup plus concentrée.* La source de Qalaat el Moudiq (N° 158) donne 1528 l./sec. ; celle du Nahr Cheria et d'Aïn el Taka (N° 160) à 4 km. seulement au Nord de la précédente déverse d'un seul coup 4670 l./sec. et tient la palme du débit après la source de Tell Ouioun ; celle d'Aïn Goudé (près du village d'Houaiz) a encore 563 l./sec.

Toutes ces résurgences sont étroitement liées à la fracture libano-syrienne ou à la fracture qui lui fait suite quelque temps après Amqiyé en direction du N.-N.E. Elles sont alimentées par les calcaires cénomaniens. Leur bassin-versant du point de vue structural et topographique est très réduit mais le bassin hydrographique réel, celui atteint par les fissures et les galeries karstiques, ne peut être que

beaucoup plus étendu ainsi qu'on a déjà eu l'occasion de le signaler.

— *Dans la dépression du Bas Oronte, l'hydrologie est beaucoup plus mal connue.* Le Nahr el Abiad est permanent mais ne représente qu'un faible volume d'eau. L'imperméabilité des argiles et des marnes du Kosséïr doit assurer cependant en hiver un ruissellement plus grand que celui qui s'établit sur les massifs calcaires méridionaux.

Du côté du Djebel Oustani, les apports karstiques sont certains comme le montre la grosse source d'Hammam ech Cheikh Aïssa au fond de la gorge de l'Oronte à 9 km. au Sud de Derkouch. Un peu en aval de ce point, les études faites à propos de la galerie destinée à assécher le Rouj, ont montré que le lac qui occupe la partie la plus déprimée de celui-ci (Cote 220) s'écoulait à travers le Djebel Oustani et que ses eaux aboutissaient à une résurgence vauclusienne située près de la boucle de l'Oronte au point où débouche le petit ouadi el Rhamiq (Cote 170 m. environ).

La cuvette fermée du Rouj fait donc partie du bassin versant du secteur de l'Oronte compris entre le Rhâb et l'Amouk. Une grande partie des eaux se perdaient jusqu'ici par l'évaporation de la nappe lacustre, une fraction importante d'entre elles toutefois aboutissait au fleuve dont elle élevait le débit. Le forage d'une galerie à travers le Djebel Oustani [1] n'a donc fait que compléter des phénomènes naturels, encore insuffisants à eux seuls à assurer l'évacuation totale de l'apport des pluies d'hiver.

III. La Syrie intérieure.

La Syrie intérieure est pauvre en eaux superficielles malgré des précipitations qui se tiennent encore entre 600 et 300 mm. La structure est en effet très défavorable à l'emmagasinement des eaux et aucun grand massif montagneux ne s'y trouve plus qui puisse la faire participer à ses réserves.

A. *Dans le Waar* [2], la plus grande partie du plateau est formée par des rochers où les pluies se perdent. Il en résulte un *sous-écoulement assez médiocre* qui converge vers les dépressions alluviales où les matériaux sont moins grossiers et mieux colmatés. Des étangs, appelés «*ram*», s'y

[1] Forage terminé à la fin de 1955. Le lac est depuis en voie de vidange.
[2] **14**, p. 5, 68, 88.

installent et en l'absence souvent de toute exutoire y dure jusqu'au début de l'été.

Quant aux oueds, ils sont la plupart du temps asséchés. Ceux qui descendent de la partie méridionale du Djebel Helou n'atteignent ordinairement ni l'Oronte, ni le lac de Homs, mais se perdent un peu avant d'y parvenir dans des petites cuvettes : Ram Diabal, Ram Khizel, Ram el Assouad, Ram ett Toum. Parfois, ils donnent naissance par sous-écoulement à de petites sources qui voient le jour non loin du fleuve et qui alimentent quelques cultures irriguées assez maigres.

Les oueds de la partie septentrionale du Djebel Helou se regroupent au contraire pour donner naissance au *Seih Harb Nafsé* qui coule dans la dépression du Houlé entre le Waar et le plateau de Massiaf et qui aboutit à l'Oronte près du village de Gajar. Ce n'est pas une rivière permanente (Nahr) mais un torrent (Seih). Il coule cependant presque sans interruption durant l'hiver et même jusqu'au début de l'été. Un de ses affluents comporte même un moulin près de la localité de Charkhieh.

B. *Quant au plateau de Massiaf, c'est une région calcaire complètement dépourvu d'eau que le Nahr Saroute traverse en étranger.* Cette rivière, relativement importante pour les lieux, s'alimentent à la ligne de sources qui suit la fracture libano-syrienne sur le revers oriental du Djebel Ansarieh.

C. *La cuvette de Homs est un peu mieux partagée par suite de la proximité du Liban et de l'Anti-Liban* qui nourrissent l'Oronte d'un débit très régulier. A sa sortie de la Bekaa, le fleuve difflue dans la plaine située à l'amont du lac où apparaissent encore quelques résurgences lointaines des eaux des massifs montagneux. Ces sources (Aïn el Tannoure, el Sakhné, Maayane, Matraba, Qasr) sont très constantes et totalisent 3 m^3/sec. [1].

Dans les parties Nord et Est de la cuvette, l'absence d'eau est complète et les zones irriguées sont en dépendance du réservoir du lac de Homs par l'intermédiaire du grand canal Homs-Rastane-Hama.

D. *A l'Est de la cuvette de Homs* [2], *un phénomène singulier attire cependant l'attention sur une région où la pluviosité se tient entre 300 et 400 mm.* Le pays est indéfiniment plat à l'exception de trois vallées au fond des-

[1] **14**, p. 65-66. [2] **14**, p. 11, 98.

quelles coulent de petites rivières permanentes : l'ouadi el Meidani, l'Ouadi el Malatiyé et l'Ouadi Saane el Assouad qui naissent respectivement à Meidan, Jabrieh et Tell Kadah. A l'amont de ces points, les vallées se poursuivent jusqu'à la dorsale palmyrénienne. A l'aval, elles rejoignent celle de l'Oronte près de son coude de Taqsis et ont un encaissement qui peut atteindre une centaine de mètres. Ici et là, de petites dépressions dont la dénivellation est infime, contiennent aussi des marécages et parfois des flaques d'eau. *Cette région porte le nom de « Saounes»* [1]. Partout le sol est formé de craies sénoniennes ou nummulitiques.

L'explication de ce phénomène à première vue déconcertant est liée étroitement à la fissuration des 10 ou 12 mètres qui terminent superficiellement la craie tandis que cette roche reste compacte en profondeur. Durant l'hiver, toutes ces crevasses se gorgent de l'eau des pluies qui cheminent lentement vers les points bas de la topographie. Aucune source n'est visible mais l'eau suinte en mille points différents dans tous les bas-fonds et notamment dans les trois vallées mentionnées ci-dessus.

L'eau restituée est évidemment fonction du bassin-versant des creux et des vallées. Elle varie par conséquent beaucoup d'un lieu à un autre. Cet état de choses n'est pas limité d'ailleurs à la seule région des Saounes mais est absolument général dans toute la Syrie intérieure partout où affleure la craie. Depuis une dizaine d'années, les habitants l'ont exploité à outrance. Ils ont creusé partout des trous carrés de 3 à 6 m. de côté jusqu'au niveau de la craie compacte. La percolation des eaux remplit ces excavations qui, munies d'une pompe, fournissent parfois une eau abondante pour l'irrigation. Ignorants ou insouciants de la manière dont les eaux se rassemblaient, ils en sont arrivés à multiplier de façon exagérée ces puits dont les déblais d'un blanc éclatant sont devenus maintenant un élément du paysage. Il en est résulté que le travail est parfois fait en vain, faute d'un bassin versant suffisant pour alimenter les puits ou parce que d'autres fois un voisin creuse un trou mieux situé et assèche ceux qui se trouvent à proximité du sien.

[1] Pluriel de « Saane» : endroit où les eaux suintent et forment des marécages.

Quoiqu'il en soit de ces mésaventures, l'exploitation des eaux superficielles de la craie a permis de semer des petites tâches de cultures irriguées un peu partout. Il y en a à l'Est de Homs jusqu'un peu au delà du village de Mokharrem au pied du Djebel Choumari, tout le long du bord oriental des plateaux de Sélémiyé et d'Abou Douhour, sur les marges du marais de Madek, dans le Djebel Zaouiyé du S.-E., de même que sur le plateau de Hama quand la pente y est suffisante.

E. *Les plateaux volcaniques de l'intérieur. — Leur hydrologie n'est pas différente de celle du Waar.* Leur superficie plus restreinte et la pluviosité moins grande font cependant que l'eau y est encore plus rare que dans celui-ci et n'y déterminent aucun sous-écoulement, ni aucun « Ram» digne d'être mentionné.

F. *Les plateaux du Nord-Ouest.* — Ils sont rigoureusement secs, qu'il s'agisse des plateaux cénomaniens (Djebel Zaouiyé occidental) ou de ceux du Nummulitique (Djebel Zaouiyé N.-E.) et du Vindobonien inférieur (plateaux d'Idlib, Djebel Ala-Baricha). L'infiltration y est intense et certains de ces plateaux avec leurs champs de rochers et de lapiez, leur absence complète de villages sont parmi les endroits les plus désolés de Syrie [1]. Une ligne de sources existe bien au contact du Nummulitique et du Sénonien (ainsi le long de la pliure d'Eriha et près de Maaret en Noman) mais ces sources ne donnent que des filets d'eau très maigrelets, les calcaires nummulitiques sont en effet trop peu épais pour emmagasiner beaucoup d'eau et la structure est trop tranquille pour opérer une concentration de cette eau en quelques points bien déterminés.

G. *La cuvette d'Idlib* n'est guère mieux lôtie [2] avec son fond de marnes vindoboniennes pratiquement imperméable.

IV. Conclusions.

La situation de la Syrie intérieure est donc assez partagée du point de vue hydrologique.

D'un côté, elle est nettement favorisée par un certain nombre de facteurs. Située plus au Nord que la Palestine et que le reste de la Syrie, elle a

[1] C'est pourtant là que se trouvent toutes les « villes mortes» byzantines!...
[2] 1, p. 393-400.

des précipitations qui sont plutôt plus régulières. Le relief surtout n'oppose plus aux vents humides l'obstacle infranchissable que représentait le Liban : la trouée Homs-Tripoli laisse ceux-ci s'engouffrer loin vers le N.-E. et le Djebel Ansarieh lui-même ne dresse pas une barrière semblable à celle de son grand voisin du Sud de sorte que les isohyètes s'étalent beaucoup plus largement vers l'intérieur. Elle a enfin l'immense avantage d'être traversée par l'Oronte et de bénéficier de deux points de concentration des résurgences vauclusiennes : le Rhâb et le Rouj qui, lorsqu'ils seront drainés et aménagés, provoqueront un vigoureux essor de toute la contrée environnante.

D'un autre côté, elle ne bénéficie, ces deux dernières régions mises à part, d'aucun avantage sous l'angle de l'échelle stratigraphique et de la structure. Presque partout, c'est la craie ou les marnes qui affleurent en surface (Sénonien, Nummulitique crayeux du désert syrien, Vindobonien supérieur) et l'emmagasinement ne peut se faire que d'une façon très réduite dans les fissures superficielles. Le Djebel Zaouiyé et le plateau de Massiaf sont les seules régions réceptrices mais ils sont peu étendus et leurs eaux doivent aller dans leur grande majorité à Tell Ouioun au fond de la cuvette d'Acharné et vers les sources vauclusiennes du Rhâb. Leur capacité de stockage est infime à côté de celle du Liban et de l'Anti-Liban. A supposer même qu'ils en aient eu une équivalente, leurs eaux se seraient écoulées vers l'Est selon le pendage général des couches sans espoir de récupération. Dans cette hypothèse, il faudrait traverser en effet par forages le Sénonien (et parfois le Nummulitique) ainsi que la masse du Cénomanien dont l'épaisseur est inconnue et dont on n'est pas assuré d'avance qu'il se termine en profondeur comme au Liban par un horizon du Crétacé inférieur véritablement étanche.

La Syrie intérieure du point de vue de son évolution humaine ne peut donc espérer aucune découverte hydrologique de nature à renouveler complètement les données actuelles. Son avenir sous cet angle ne peut provenir que d'un aménagement ou d'un réaménagement plus rationnel des eaux présentement connues dont une grande partie se perd sans aucun bénéfice.

TABLEAU N° I

Niveau des eaux du Rhâb

Niveaux de la nappe lacustre	Altitudes (en m.)	Débits correspondant de l'Oronte (en m³/sec.)
Niveau minimum (Septembre 1947)	168,13	15
Niveau normal d'été	168,30	20
Niveau normal d'hiver	169,15	57
Niveau maximum (février 1942)	170,52	178

N. B.— Le point le plus bas de la cuvette lacustre est à 166 m.

TABLEAU N° II

Superficie et volume des eaux de la cuvette d'Acharné durant l'hiver (Novembre-Avril)

Niveau de la nappe lacustre (en m.)	Superficie (en ha)	Volume (en m³)
+ 178	2000	12×10^6
+ 179	3200	38×10^6
+ 180	4200	75×10^6

TABLEAU N° III

Liste et débit des sources du Rhâb et de la cuvette d'Acharné

N. B.— Les sources donnant moins de 10 l./sec, ne sont pas mentionnées.— Les Numéros renvoient à la Planche IV.

Numéros	Nom	Débits (en l./sec.)
4	Ras el Aïn	100,00
11	Aïn Foura	45,50
12	Aïn Berké	50,50
13	Aïn en Naour	638,00
14	Aïn Heurbe	30,80
16	Aïn Djerdous }	95,00
17	Aïn Dahab }	
18	Aïn Samak	62,50
29	Aïn el Rora	25,50
51	Cheikh Mohammed el Katib	133,50
53	Aïn Beit Dounia	25,00

Tableau N° III (*suite*)

Numéros	Nom	Débits (en l./sec.)
55	Aïn el Zezafoun	10,90
57	Near Tahoun et Tahta	50,50
59	Aïn el Mircha	16,50
60	Aïn el Jarab	47,50
64	Aïn Douar	39,00
68	Source sans nom	11,00
69	Aïn Machta el Massi	15,70
74	Source sans nom	12,05
75	Source sans nom	21,20
77	Aïn Machta Adra	60,20
78	Aïn Difflay	20,75
83	Aïn el Chakra	21,80
95	Aïn Nabe el Taxeb	12,55
101	Nabe el Khan Halaoui	38,00
102	Aïn Halaoui	13,00
103	Aïn Nabe el Halaoui	173,20
107	Aïn Ouradi	45,00
110	Aïn Nabe Nahar	37,80
113	Aïn Faouar	120,00
114	Lac près de Faouar	346,00
116	Nahr el Bared	703,75
117	Aïn el Tine	99,20
121	Ruisseau d'Abou Qbeis	100,00
136	Canal	86,50
138	Aïn Buaïe	17,50
139	Tell Ouioun	5.856,67
152	Aïn Obaha	18,45
158	Aïn Qalaat el Moudiq	1.528,12
159	Ruisseau de Jaffar	10,00
160	Nahr Cheria et Aïn el Taka	4.670,83
161	Nahr Nasrié	109,00
162	Aïn Goudé	563,50
163	Aïn Aktan	21,20
164	Aïn Haouache	117,50
165	Aïn Kherbaneh	47,30
166	Aïn Amkié	55,50
167	Aïn Qleïdine	43,20
169	Aïn Lejj Qibli	128,00
170	Aïn Lejj Chemali	28,70
	Total	16.523,87
	Plus les sources de moins de 10 l./sec.	144,80
	Grand Total	16.669,00 l./sec.

Tableau N° IV

Répartition géographique des sources

Classes de débits (en l./sec.)	Djebel Ansarieh — Nos 1-123 — Nombre de sources	Djebel Ansarieh — Nos 1-123 — Débit (en l./sec.)	Cuvette d'Acharné au Nord de l'Oronte — Nos 124-138 — Nombre de sources	Cuvette d'Acharné au Nord de l'Oronte — Nos 124-138 — Débit (en l./sec.)	Cuvette d'Acharné au Sud de l'Oronte — N° 139 — Nombre de sources	Cuvette d'Acharné au Sud de l'Oronte — N° 139 — Débit (en l./sec.)	Djebel Zaouiyé — Nos 140-175 — Nombre de sources	Djebel Zaouiyé — Nos 140-175 — Débit (en l./sec.)	Total — Nombre de sources	Total — Débit (en l./sec.)	Total — Débit moyen par source
0	14	—	13	—	—	—	7	—	34	—	—
0-10	77	124,87	—	—	—	—	16	19,91	93	144,80	1,56
10-100	25	907,45	2	104,00	—	—	7	224,35	34	1235,86	36,35
100-1000	7	2314,45	—	—	—	—	4	918,00	11	3232,45	293,86
1000-6000	—	—	—	—	1	5856,67	2	6198,55	3	12055,62	4035,76
	123	3346,78	15	104,00	1	5856,67	36	7361,12	175	16668,67	

BIBLIOGRAPHIE

1. Dubertret (L.), L'hydrologie et aperçu sur l'hydrographie de la Syrie et du Liban dans leurs relations avec la géologie.
Revue de géographie physique et de géologie dynamique, Vol. VI, fasc. 4, p. 347-452, planches, 42 fig., 1933.

2. —— Les grandes nappes basaltiques syriennes; âge et relation avec la tectonique.
Comptes-rendus sommaires de la Société géologique de France, p. 178-180, 1934.

3. —— La tectonique de la Syrie septentrionale à la fin du Crétacé et au début du Tertiaire.
Notes et Mémoires, Tome I, p. 13-28, 4 fig., 1934.

4. —— L'Eocène (de la côte libano-syrienne).
Notes et Mémoires, Tome II, p. 75-92, fig., 1937.

5. —— Le massif alaouite ou Djebel Ansarieh.
Notes et Mémoires, Tome II, p. 9-42, 25 fig., 1937.

6. Dubertret (L.) et Vautrin (H.), Sur l'existence du Pontien lacustre et sur sa signification tectonique.
Comptes-rendus des séances de l'Académie des Sciences, Tome 206, p. 69, 1938.

7. Dubertret (L.), Sur l'existence d'un golfe de la Bekaa Sud au Lutétien.
Comptes-rendus des séances de l'Académie des Sciences, Tome 210, p. 574-576, 1940.

8. —— Sur l'âge du volcanisme en Syrie et au Liban.
Comptes-rendus sommaires de la Société géologique de France, p. 55-57, 1940.

9. —— (Notice de la) Carte géologique au millionième (2e éd.).
67 p., 1 fig., 1 carte hors-texte, 1941-1943.

10. —— Sur la limite Nord du plateau syrien.
Comptes-rendus sommaires de la société géologique de France, p. 107-108, 1947.

11. —— Problèmes de la géologie du Levant .
Bulletin de la Société géologique de France, 5e série, Tome 17, p. 3-31, 10 fig., 1 pl., 1 dépliant, 1947.

12. —— Géologie des roches vertes du Nord-Ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie)
Notes et Mémoires sur le Moyen-Orient, Tome VI, p. 5-179, 24 fig., XXI pl., phot. hors-texte, 3 cartes géologiques hors-texte, 1955.

13. Moussly (Nazim), Le problème de l'eau en Syrie, 295 p., 54 fig., XV pl. phot., 1951.

14. Naaman (Anoir), Les conditions naturelles dans le pays de Homs.
108 p. (dactylographié).

15. Naaman (Anoir), Le pays de Homs (Syrie centrale). Etude de régime agraire et d'économie rurale.
521 p., cartes et fig. (dactylographié).

16. Nedeco; Avant projet el Rhâb. Général Report (hors-commerce).

17. Renouard (Georges), Oil prospects of Lebanon.
The Bulletin of the American Association of Petroleum geologists, Vol. 39, No 11, p. 2125-2169, 20 fig., 1955.

18. Stchepinsky (V.), Géologie de la région de Maras-Gaziantep.
M. T. A., *Revue de l'Institut d'études et de recherches minières de Turquie,* No 1/29, p. 110-125, 1 carte géolog., 1943.

19. —— Sur la limite septentrionale du plateau syrien.
Bulletin de la Société géologique de France, 5e série, t. 17, p. 33-38, 1 fig., 1947.

20. de Vaumas (E.), La fracture syrienne et le fossé palestinien.
Revue biblique, Tome LIV, p. 370-387, 2 fig., 1 pl. h.-t., 1947.

21. —— La structure du Proche-Orient. Essai de synthèse.
Bulletin de la Société royale de géographie d'Egypte, Tome XXIII, fasc. 3 et 4, p. 265-320, 13 fig., XI planches phot. h.-t., 1950.

22. —— Le Negeb. Etude morphologique.
Bulletin de la Société de géographie d'Egypte, Tome XXVI, p. 119-163, 1 fig., 4 cartes en dépliant h.-t., 1953.

23. —— Sur les terrasses d'abrasion marine de la région de Lattaquié.
Comptes-rendus des séances de l'Académie des Sciences, Tome 237, p. 1266-1268, 1953.

24. —— Sur les terrasses d'abrasion marine des régions de Djeblé et de Tartous (Syrie).
Comptes-rendus des séances de l'Académie des Sciences, Tome 237, p. 1343-1344, 1953.

25. —— L'Amanus et le Djebel Ansarieh. Etude morphométrique.
Revue de géographie alpine, p. 111-142, 5 fig., 1954.

26. —— Les terrasses d'abrasion marine de la côte syrienne.
Revue de géographie alpine, Tome XLII, fasc. 4, p. 633-664, 2 pl. h.-t., 1954.

27. —— Le Liban (Montagne libanaise, Bekaa, Anti-Liban, Hermon, Haute-Galilée libanaise). Etude de géographie physique.
1 vol. de Texte : 367 p., 47 fig.
1 pochette : 8 planches.
1 album de photogr. : 121 pl., 1954.

28. —— Etudes irakiennes (1re série). I. Géographie physique de l'Irak.
Bulletin de la Société de géographie d'Egypte, Tome XXVIII, p. 125-194, 18 fig., 4 pl. phot., 1955.

29. —— Sur le volcanisme du Djebel Zaouiyé (Syrie).
Comptes-rendus des séances de l'Académie des Sciences, Tome 242, p. 539-541, 1956.

30. DE VAUMAS (E.), Sur le volcanisme du Rhâb (Syrie).
Comptes-rendus des séances de l'Académie des Sciences, Tome 242, p. 660-662, 1956.

31. —— Sur la structure et sur la surface d'érosion polycyclique du Djebel Ansarieh (Syrie).
Comptes-rendus des séances de l'Académie des Sciences, Tome 242, p. 1632-1634, 1956.

32. —— Sur la formation du seuil Homs-Tripoli et le changement d'inclinaison longitudinale de la Bekaa septentrionale (Syrie-Liban).
Comptes-rendus des séances de l'Académie des Sciences, Tome 242, p. 1742-1744, 1956.

33. —— La Djeziré.
Annales de géographie, Tome LXV, No 347, p. 64-80, 1956.

34. —— Le Djebel Ansarieh. Etude morphologique.
Bulletin de la Société de géographie d'Egypte, Tome XXIX, p. 181-249, 4 fig., 4 planches, h.-t., 6 pl. photogr., 1956.

35. —— La structure de la Bekaa. Note complémentaire.
Bulletin de la Société de Géographie d'Egypte, Tome XXIX, p. 249-262, 1956.

36. VOÛTE (C.), Some geological observations in the Ghab-area.
Koninkl. Nederl. Akademie van Wetenschappen-Proceedings, Series B, 56, No 2, p. 193-198, 1 fig., 1953.

37. —— Quelques observations géologiques faites dans la région de Rastane Syrie.
Koninkl. Nederl. Akademie van Wentenschappen-Proceedings, Series B, 56, N° 2, p. 199-202, 1 fig., 1953.

38. —— Climate or tectonics? Some remarks on the evolution of the valley of the Orontes (Nahr el Aassi) between Homs and the marshy plains of the Ghab (Syria).
Geologie en Mijnbouw, n. 8, N.-W., serie 17e. Jaargang, p. 197-206, 1955.

39. WEULERSSE (J.), L'Oronte. Etude de fleuve, 88 p., 35 fig., XX pl. phot., 1940.

40. DE VAUMAS (E.), Sur l'évolution structurale et morphologique de la dépression du Rhâb et du Bas-Oronte (Syrie).
Comptes-rendus des séances de l'Académie des Sciences, Tome 244, p. 2946-2948, 1957.

41. —— Sur l'évolution structurale et morphologique de la Syrie intérieure septentrionale.
Comptes-rendus des séances de l'Académie des Sciences, Tome 244, p. 3072-3075, 1957.

42. —— Sur la formation du réseau hydrographique de l'Oronte.
Congrès de l'Association française pour l'avancement des Sciences, 1957.

43. —— Sur le style structural de la Syrie intérieure septentrionale.
Congrès de l'Association française pour l'avancement des Sciences, 1957.

CARTOGRAPHIE

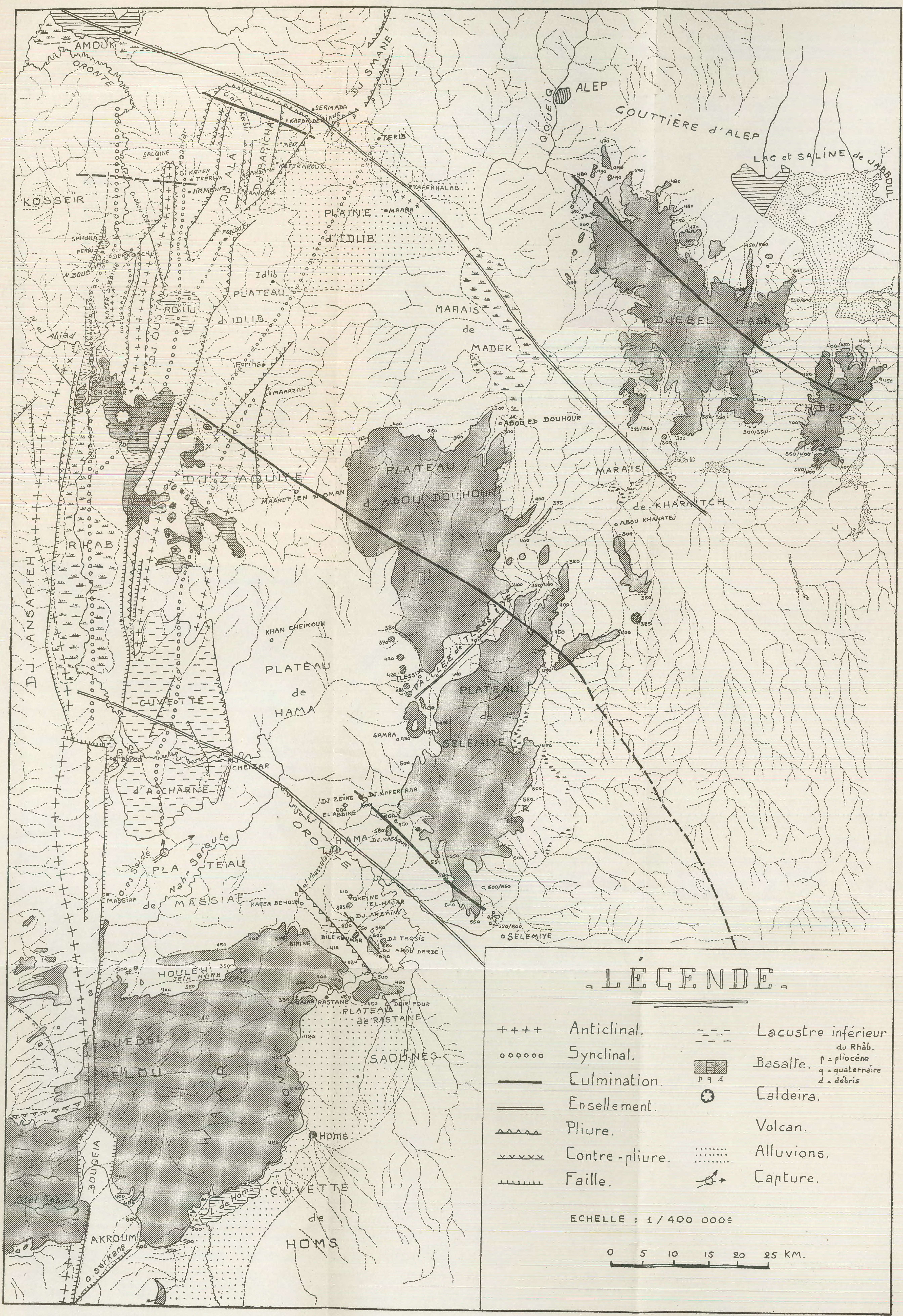
I. CARTOGRAPHIE TOPOGRAPHIQUE.

1. Cartes au 1/200.000e.
Feuilles de : Antioche-Alep.
Lattaquié-Selémiyé.
Homs-Qariateïne.

2. Carte au 1/50.000e.
Salqine — Harim — Ouroum es Sourha — Alep — Sfiré.
Kessab — Ordou — Djisr ech Chogour — Idlib — Saraqeb.
Lattaquié — Haffé — Rhâb Nord — Maaret en Noman — Jarjanaz.
Djeblé — Qerdaha — Rhâb Sud — Khan Cheikoun — Hamdaniyé.
Banias — Qadmous — Massiaf — Hama Ouest — Hama Est.
Tartous — . . . . — Rastane.
Hamidiyé — Halba — Tell Kelakh — Homs.

II. CARTOGRAPHIE GÉOLOGIQUE.

1. Carte géologique de la Syrie et du Liban au millionième (2e édition) — Voir **9**.
2. Carte géologique du N.-O. de la Syrie et du Hatay — 1/500.000e — Voir **12**, planche A.
3. Carte géologique du Bassit, du Baer et des environs du Djebel Akra au 1/200.000e.
Voir **12**, planche B.
4. Carte géologique au 1/200.000e. Feuille d'Antioche.
Voir **12**, carte hors-texte.
5. Carte géologique au 1/50.000e. Feuilles de Tartous et d'Hamidiyé.

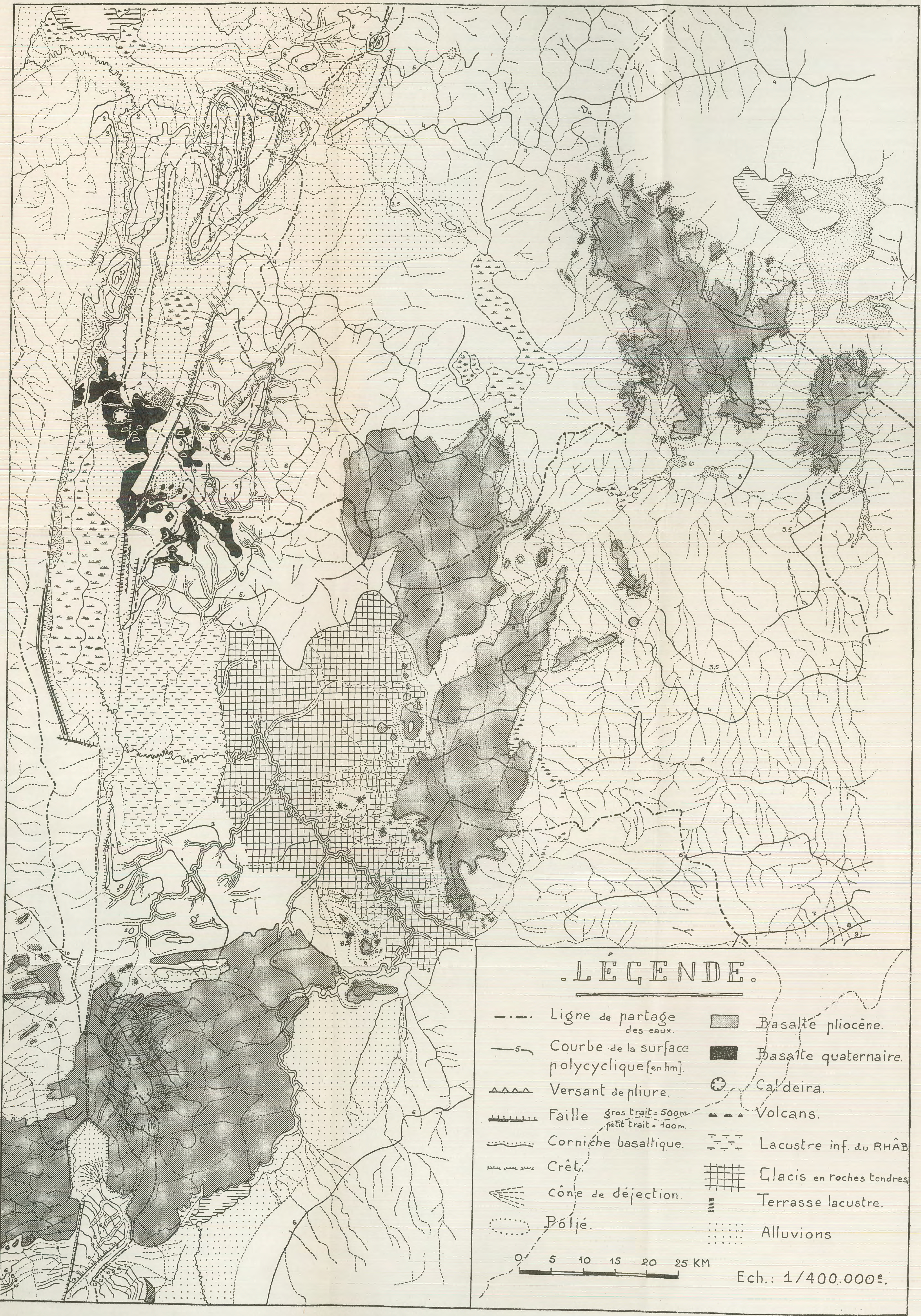


CARTE STRUCTURALE.

Echelle : 1/400.000e.

(Les noms cités dans le texte sont figurés sur cette carte, à l'exception de ceux mentionnés sur les Planches III et IV.)


(Les chiffres indiquent la surface de base des basaltes, c'est-à-dire l'altitude de la surface pontienne.)



Carte morphologique.

Echelle : 1/400.000e.

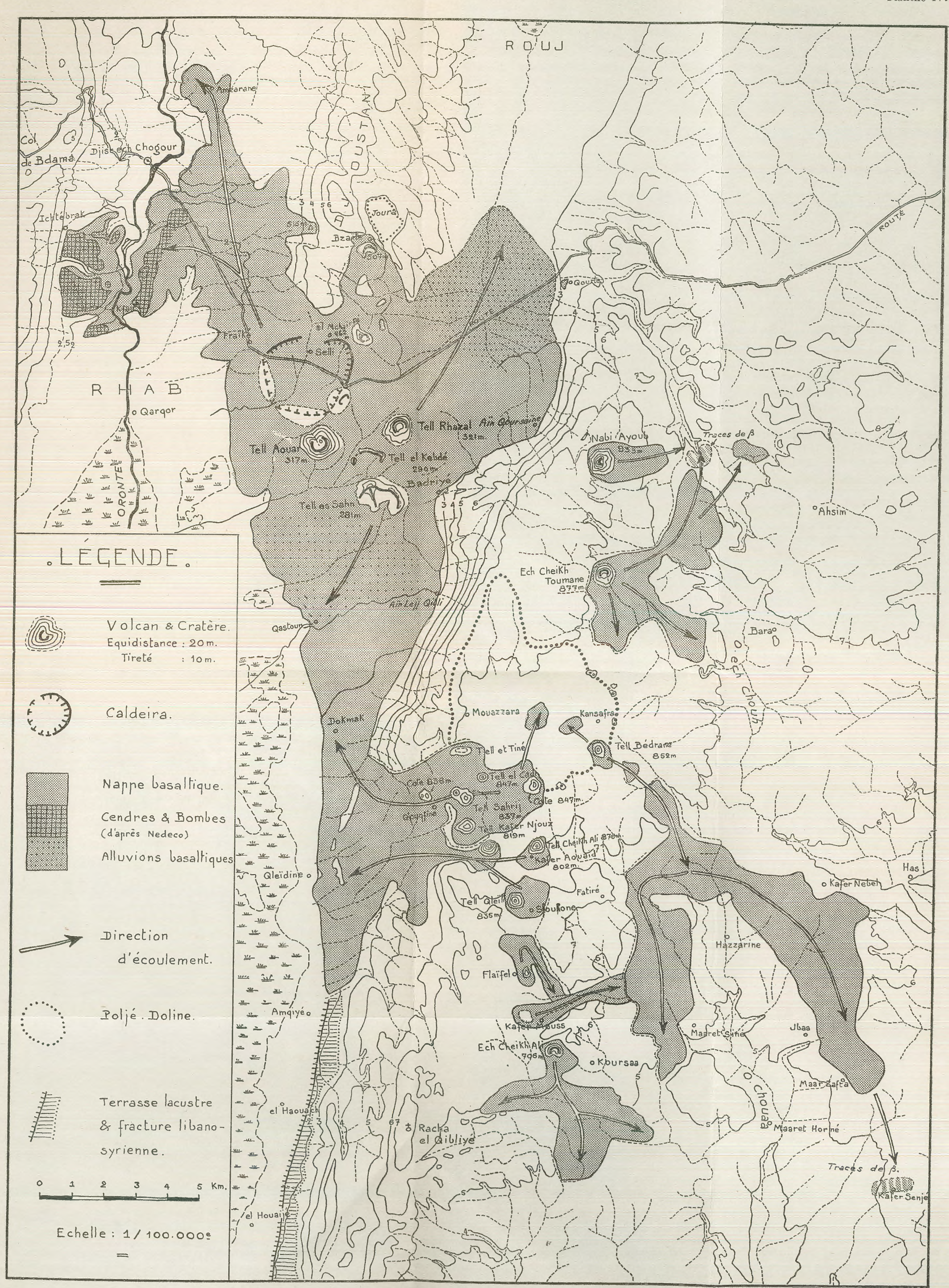
(Les courbes de niveau représentent le sommet des basaltes, c'est-à-dire la surface villafranchienne, parallèle pratiquement à la surface pontienne.)



Carte du Rhâb.

Echelle : 1/100.000e.

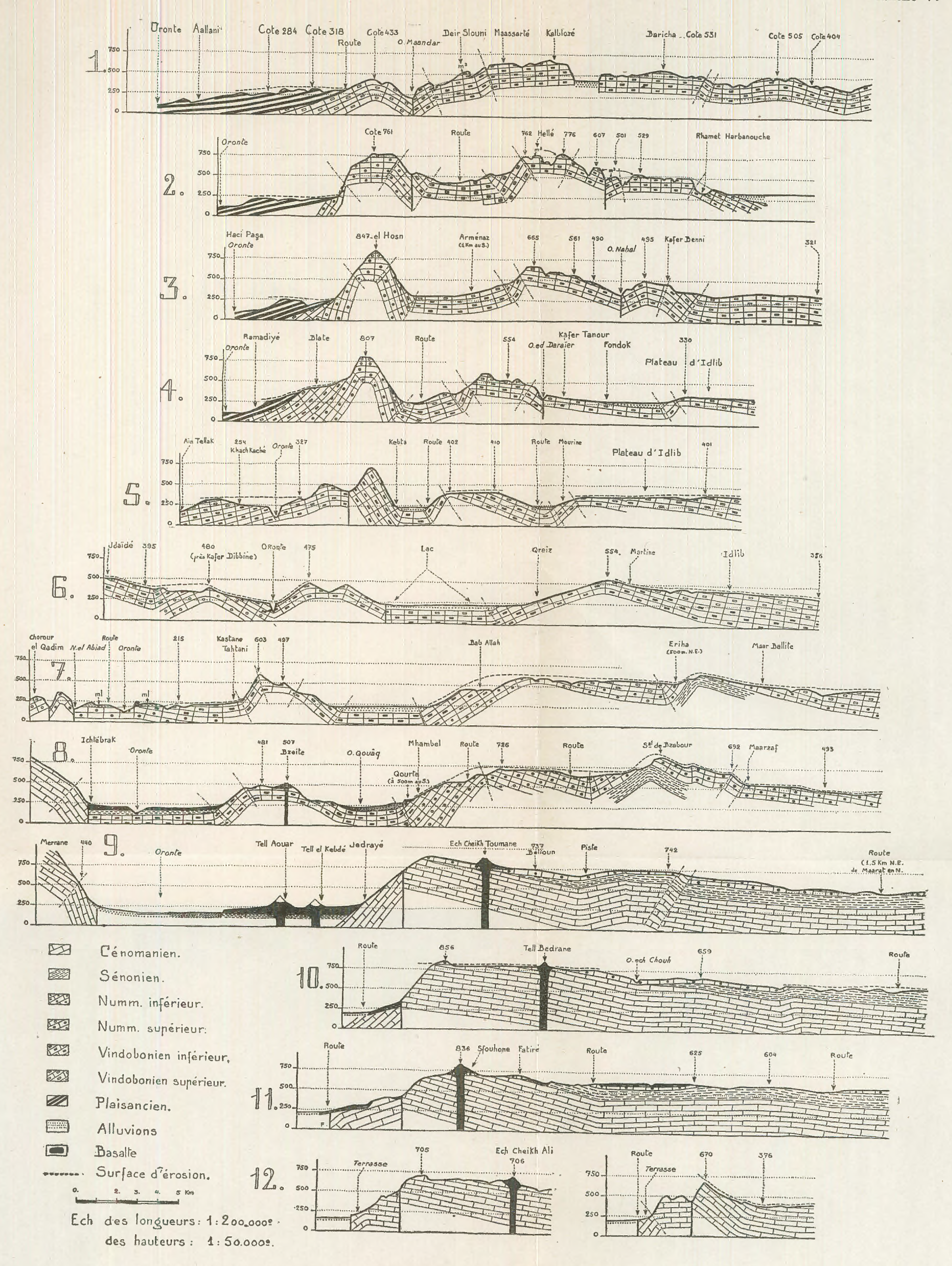
(D'après des observations personnelles et le Rapport de la NEDECO).



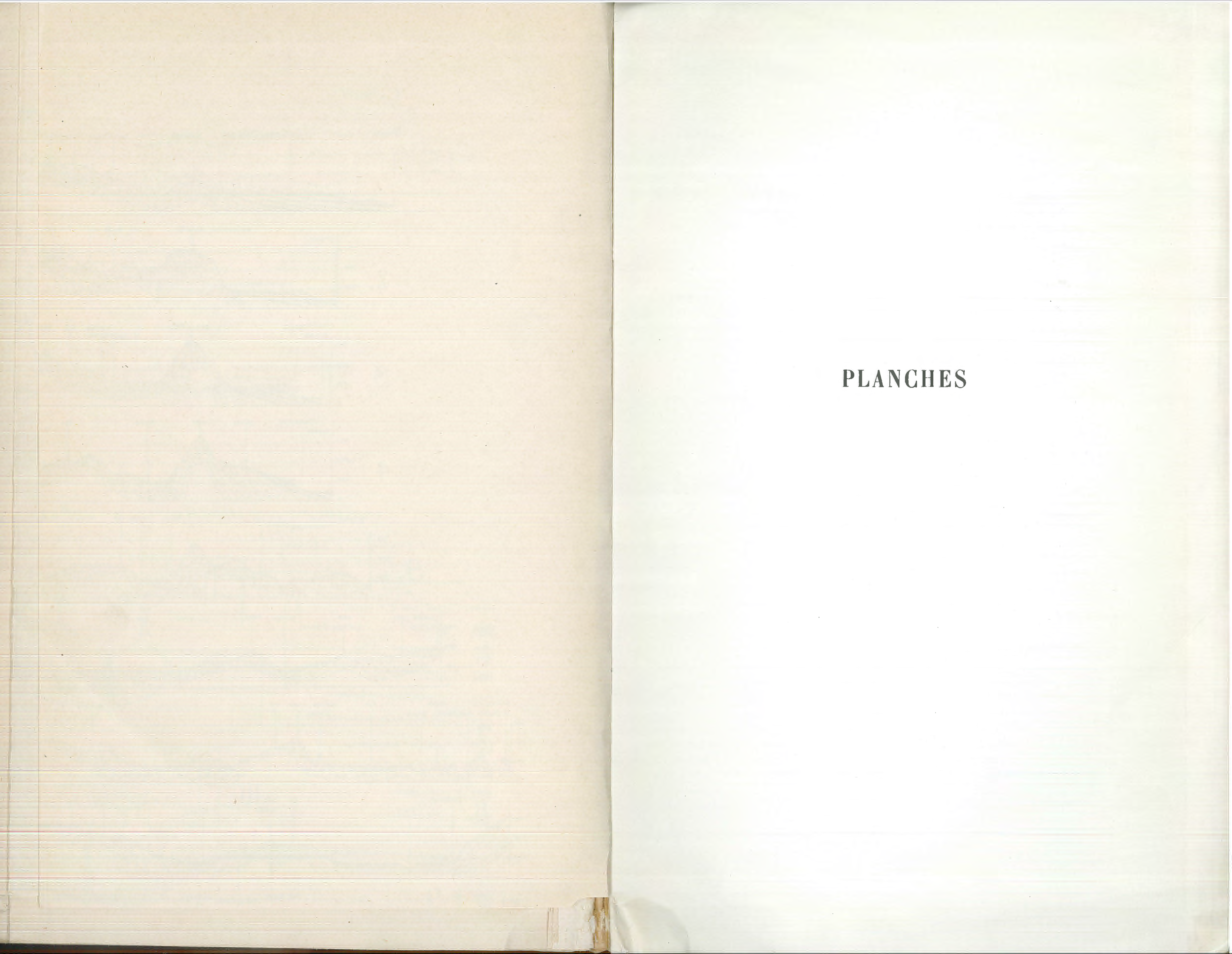
Le volcanisme du Rhâb et du Djebel Zaouiyé.

Echelle : 1/100.000e.

Planche V.



Coupes à travers le Djebel Oustani, le Djebel Ala et le Djebel Baricha, ainsi qu'à travers le Djebel Zaouiyé.



PLANCHES

PLANCHE I

A. *Sommet du Djebel Oustani.*

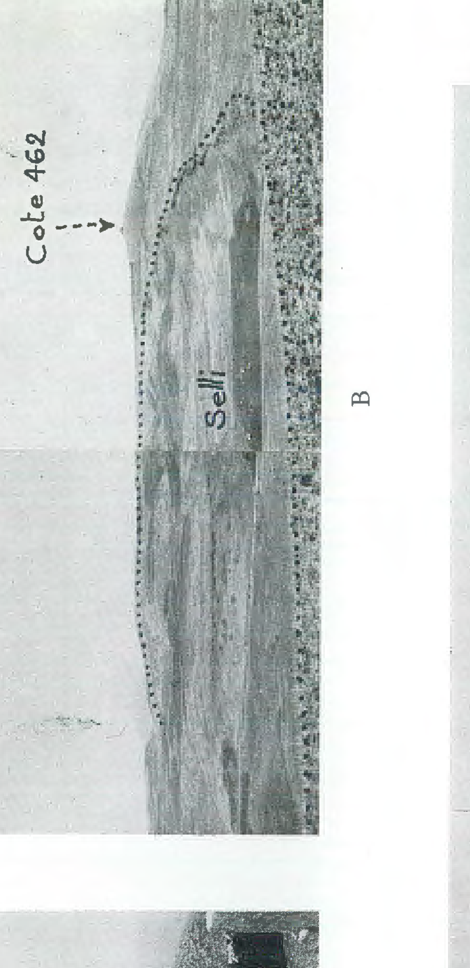
La photo est prise d'el Hosn (Cote 847) vers le Sud. Anticlinal coffré assez étroit. Les couches sont horizontales au sommet et plongent brusquement à l'Ouest et à l'Est (cf. Photo C).

B. *Caldeira de Selli.*

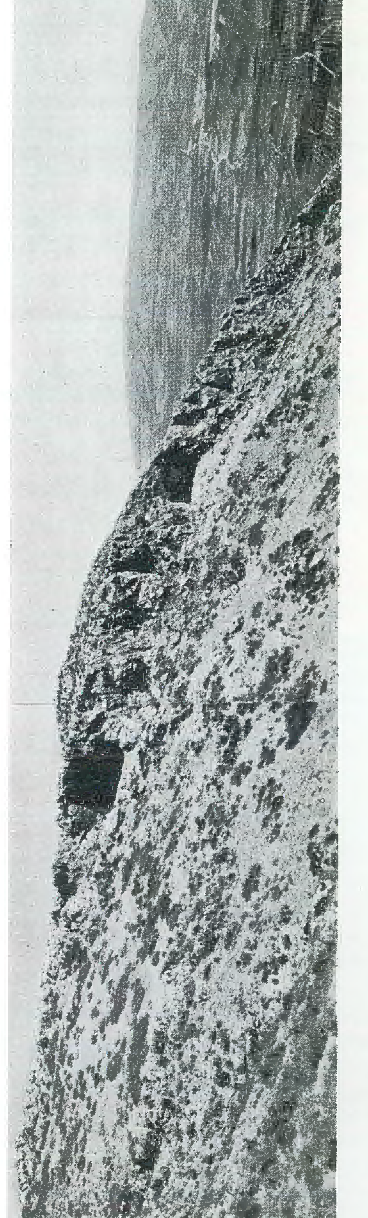
La ligne pointillée indique une couche basaltique qui plonge périclinalement. Petit volcan adventice de la cote 462.

C. *Djebel Oustani. Versant oriental.*

Les couches horizontales à gauche plongent à 45° à droite. Vallée et village d'Arménaz. Au fond, le Djebel Ala.



B



C

A

PLANCHE II

A. *Volcan de Nebi Ayoub, sommet du Djebel Zaouiyé.*

Plateau cénomanien du Djebel Zaouiyé. Surface d'érosion avec quelques petites dépressions remplies de terra rossa.

B. *Tell Bédrane, vu du Sud.*

Culôt volcanique d'où est partie la coulée la plus importante du Djebel Zaouiyé.

C. *Le versant de pliure d'Eriha.*

La pliure est éventrée en boutonnière (ligne de points) au centre de laquelle apparaît la craie sénonienne ainsi que la ville d'Eriha. Au devant, formes molles dans les calcaires du Vindobonien supérieur. Culture d'arbres fruitiers.

D. *Plateau de calcaire nummulitique.*

Ce plateau se trouve au sommet de la pliure d'Eriha (cf. photo C). Lapiez. Aucune culture.

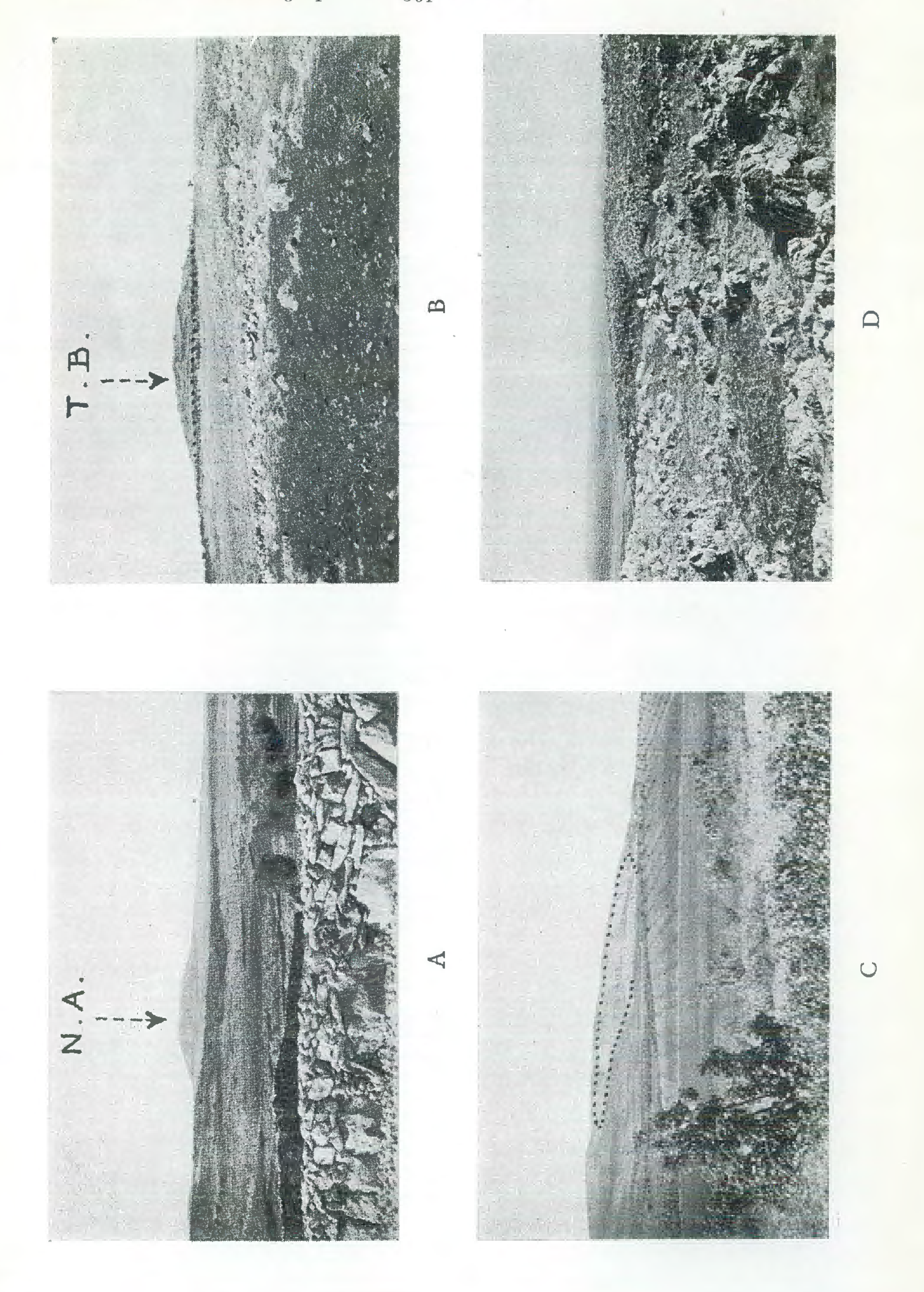


PLANCHE III

A. *Lacustre inférieur et le Rhâb méridional.*

La photo est prise de Qalaat el Moudiq (Khan à droite en bas) vers le Sud.

Le lacustre inférieur est en pente très légère vers la gauche (cuvette d'Acharné) et recoupé par la fracture libano-syrienne que suit la piste.

B. *Lacustre inférieur et Djebel Zaouiyé.*

Photo prise de Qalaat el Moudiq vers le Nord où émerge le Cénomanien (C.) du Djebel Zaouiyé. Torrent entaillant le lacustre (L.).

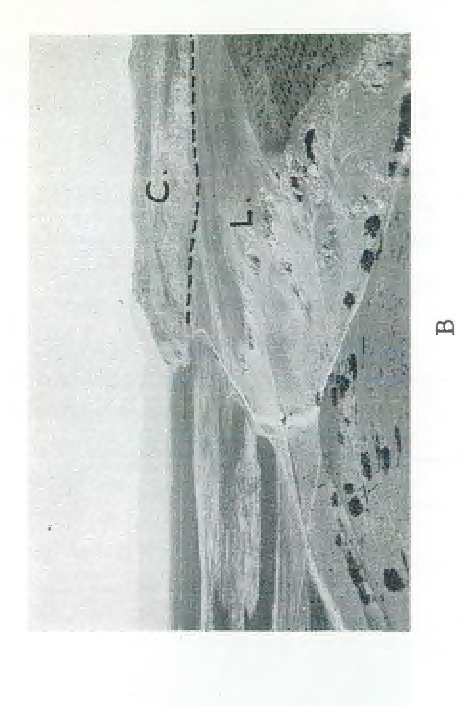
C. *Terrasse lacustre d'el Houach.*

La photo est prise vers le Sud à hauteur du village d'el Houach. Le bord amont est souligné par des points, le bord aval (fracture-libano-syrienne) par un tireté.

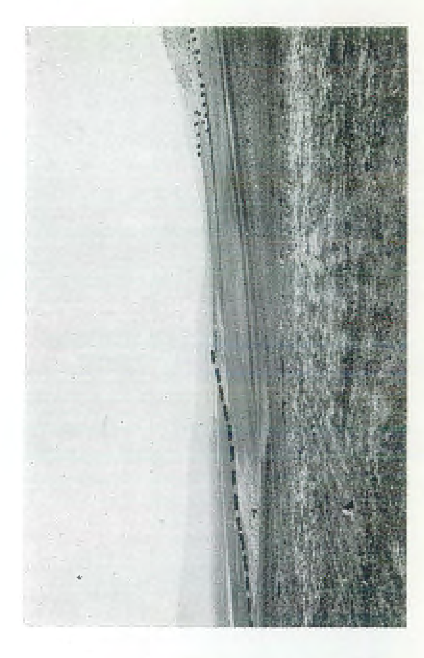
D. *Terrasse lacustre d'el Houach.*

Vue prise entre el Houaïjé et el Houach. Dépôts détritiques mêlés à de la terre en placage sur la terrasse.

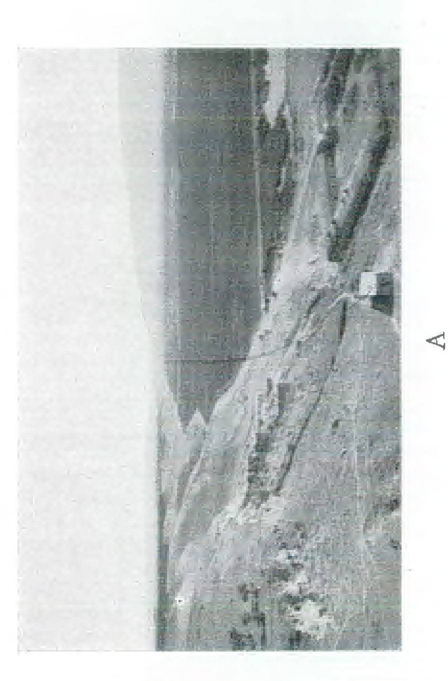




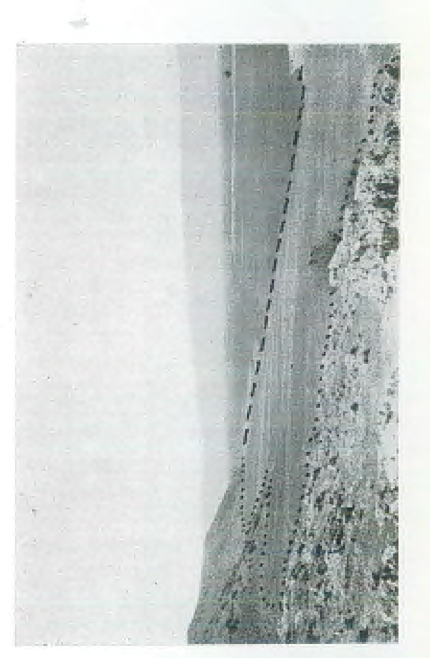
B



D



A



C

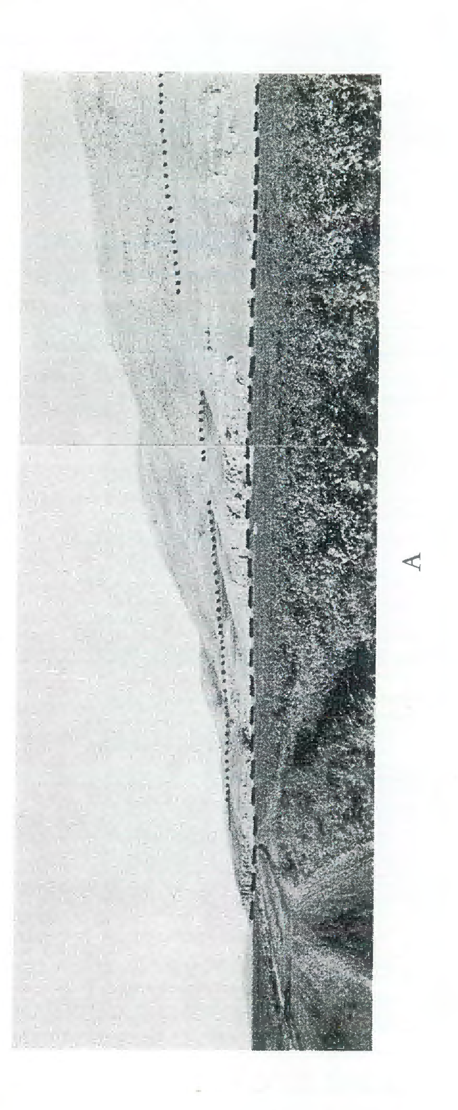
PLANCHE IV

A. *Terrasse lacustre d'el Houach et Djebel Zaouiyé.*

Gradin de Chouline entaillé par la terrasse lacustre dont l'escarpement de faille est nettement visible. Au premier plan, terre-plein occupé par des champs de coton qui est probablement la prolongation effondrée de la terrasse.

B. *Source au pied du Djebel Zaouiyé.*

Source typique de la bordure du Djebel Zaouiyé. Au fond, les marais et le Djebel Ansarieh.


A

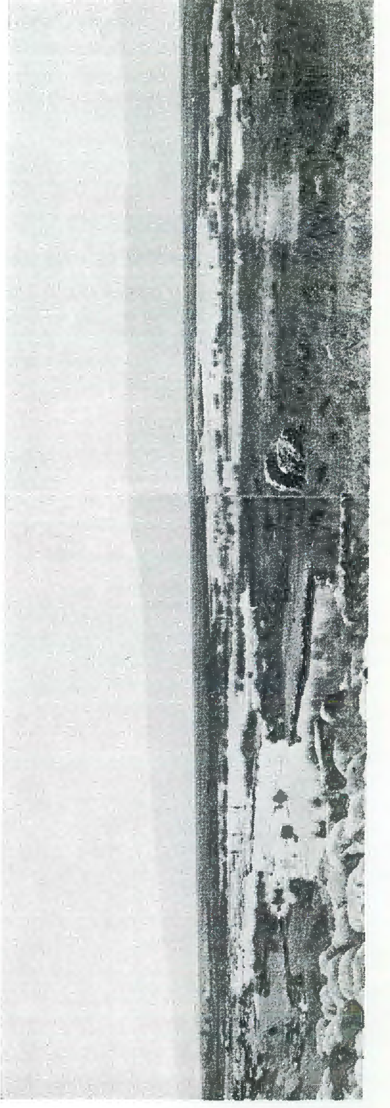

B

PLANCHE V

A. *Panorama du Rouj.*

Pris du Djebel Oustani méridional (1er plan). La dépression est occupée par un lac et des marais (asséchés depuis 1955-1956 grâce à une galerie qui passe sous le point d'où est prise la photo). A gauche, extrême pointe du Djebel Ala (Djebel A.) et dépression de Fondok (F.). Au fond, rebord du plateau d'Idlib et du Djebel Zaouiyé (N. A. = Nebi Ayoub).

B. *Bordure du Djebel Zaouiyé sur le Rhâb.*

Vue prise des environs de Qastoun. A gauche, demi-dôme de Badriyé dont le prolongement est souligné par une flèche et un tireté et qui est séparé du Djebel Zaouiyé par une faille qui rejoint à droite la fracture libano-syrienne. A droite, coulée volcanique descendant du plateau. (A. L. Q. = Aïn Lejj Qibli ; D. = Dokmak).

C. *Plateau du Djebel Zaouiyé. Rhâb et Djebel Ansarieh.*

Vue prise de la cote 838 (près Qouqfiné) — Coulée basaltique descendant sur le Rhâb et se moulant sur le relief. Au delà, plateau calcaire correspondant à la partie droite de la photo précédente et poljé de Mouazzara (M.)-Kansafra.

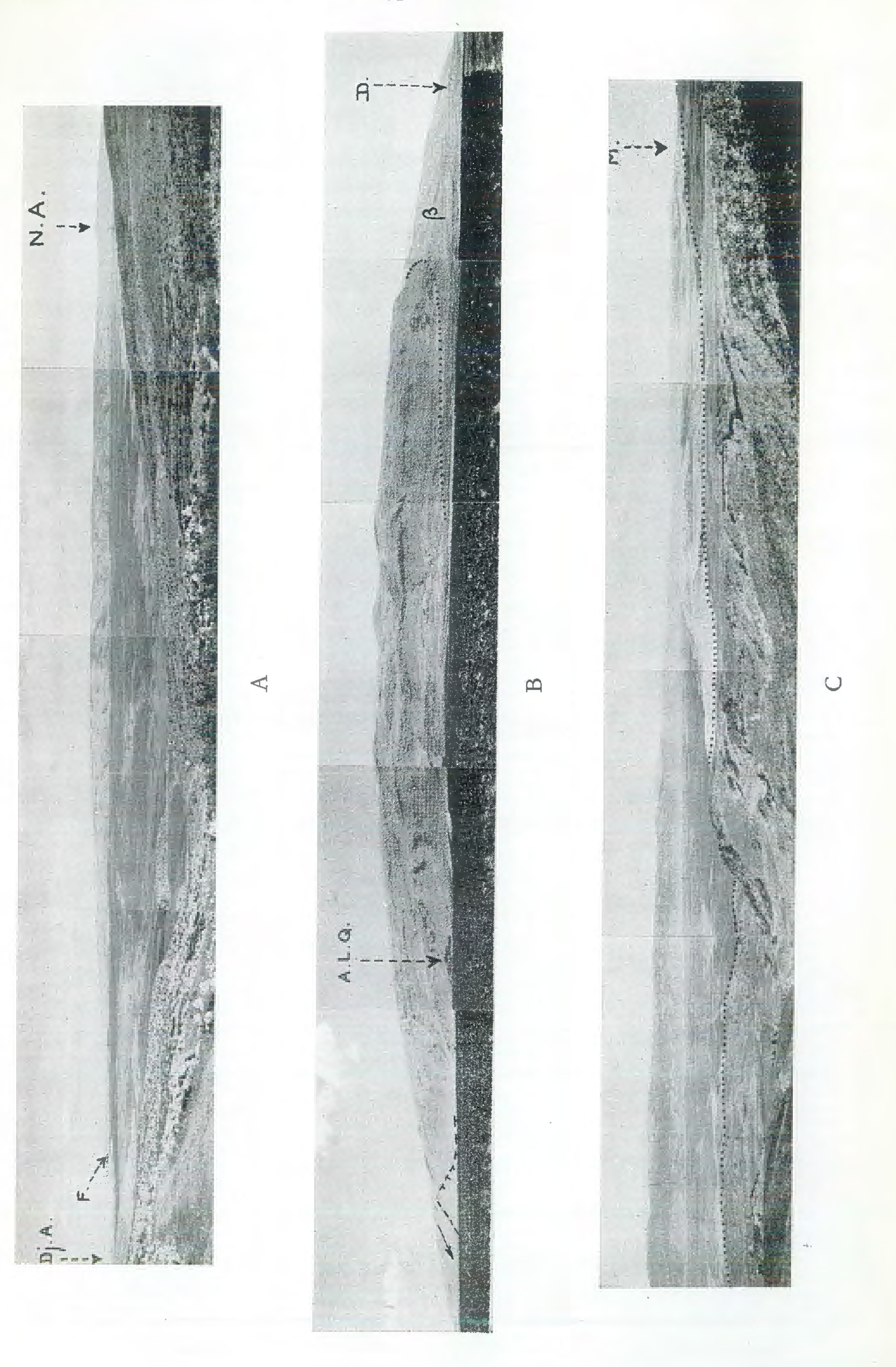


PLANCHE VI

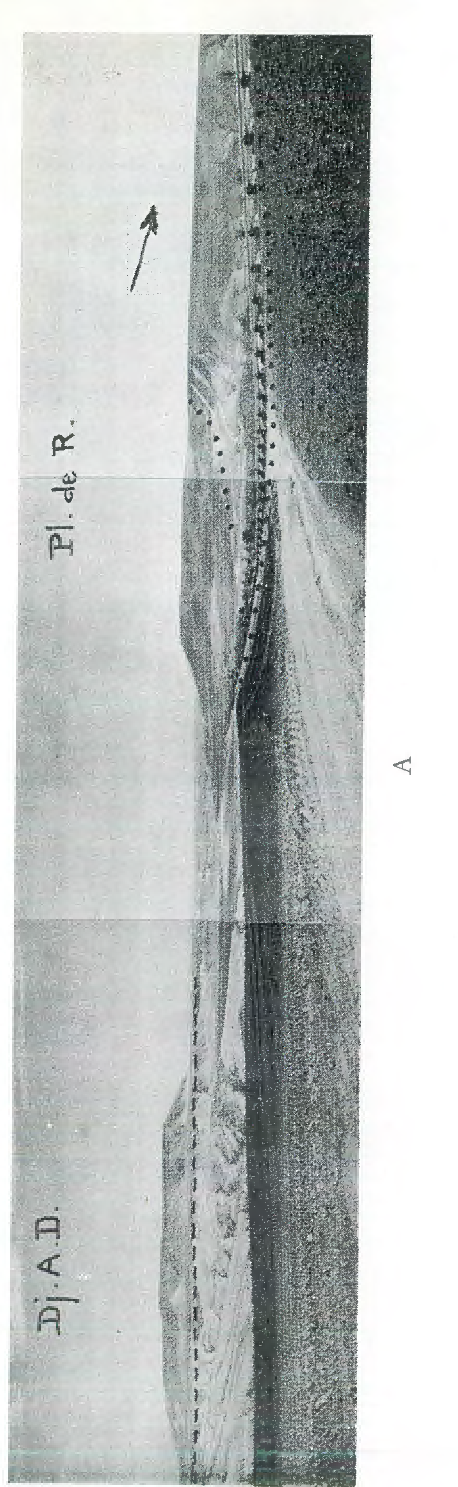
A. *L'épigénie de l'Oronte à Rastane.*

Photo prise au-dessus de Ghour (près de Rastane) en direction de l'Est. A gauche, plateau horizontal d'Abou Dardé (Dj. A. D.) au pied duquel se trouve la prolongation du glacis de Hama (tireté) entaillé lui-même par la vallée de l'Oronte. A droite, bord du plateau de Rastane dont les basaltes plongent vers le Sud en direction de la cuvette de Homs.

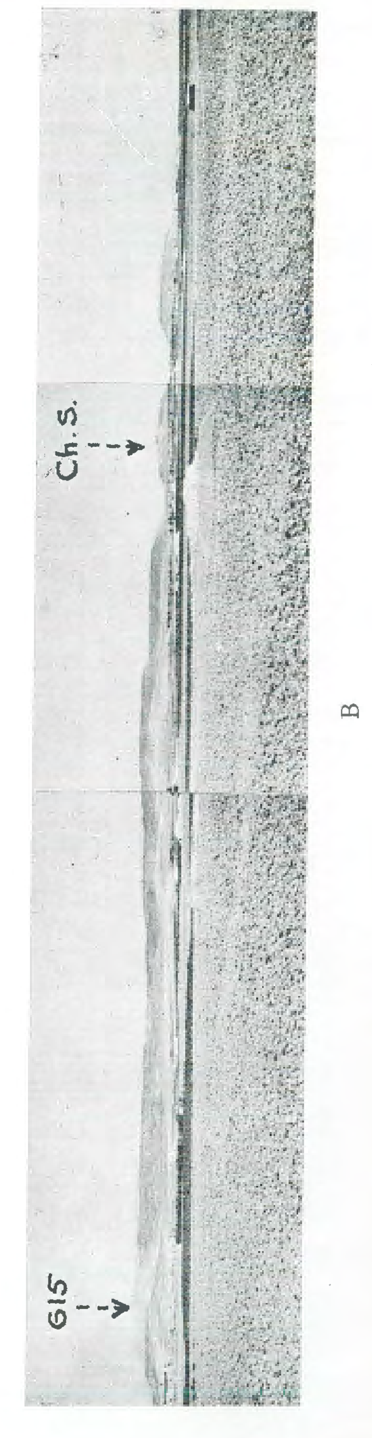
La ligne de points souligne le siphon du grand canal d'irrigation qui va de Homs à Hama.

B. *Bordure méridionale du plateau de Sélémiyé.*

Depuis l'éperon de la cote 615 jusqu'aux buttes de Sélémiyé (Ch. S. = Château de Sélémiyé) — Corniche basaltique très vigoureuse — Au 1er plan, glacis prolongeant celui de Hama et troué de puits (les taches blanches) destinés à collecter les eaux superficielles de la craie sénonienne.



A



B

الأول منهما العامل الرئيسى ، وينحصر الثانى فى العلاقات الوثيقة بين كل نبات على حدة وبيئته .

ويقسم الكاتبان بحثهما إلى قسمين : يدور القسم الأول منهما حول المناخ الإقليمى للمنطقة التى هى جزء من صحراء إفريقية الشمالية والتى تقع شمال النطاق الصحراوى عديم المطر فى شمال شرقى إفريقية ، وتعرف بالصحراء الكبرى . ومن سمات المطر ندرة سقوطه وعدم انتظام هذا السقوط فى الزمان والمكان ، كما أن نسبة الرطوبة أكثر انتظاماً فى فصلتيها من المطر ، وأن شهور الشتاء على وجه العموم أقرب إلى البرودة ، وشهور الصيف حارة . والنمط المناخى للمنطقة يدخل ضمن النمط المناخى الصحراوى المعتدل .

أما القسم الثانى فيدور حول المناخات المحلية أو الموضعية للمنطقة ، ويلاحظ أن الخصائص المناخية تختلف فى الأماكن المتقاربة تبعاً لاختلاف الظاهرات الطوبوغرافية والواجهة التى يتعرض لها المنحدر ، كما يلاحظ أن هذه العوامل المحلية توثر على وجود الحيوان والنبات فى المنطقة أكثر مما يؤثر المناخ الإقليمى .

الدكتور عبده شطا : ملاحظات على فيزيوغرافية منطقة العامرية — مريوط :

تتمثل فى منطقة العامرية — مريوط الظواهر الفيزيوغرافية الآتية :

١ — سلاسل التلال الساحلية وتجرى موازية للبحر المتوسط من الشمال الشرقى إلى الجنوب الغربى وعددها ثلاث ، وتتكون من الحجر الجيرى الحبيبى . ويبدو أن هذه التلال تكونت بفعل الرياح على طول خط ساحل متراجع فى فترة تمتد من العصر التيرانى حتى أواخر الموناستيرى .

٢ — المنخفضات الطولية الساحلية الممتدة بين هذه التلال ، وأهمها منخفضان : تشغل أحدهما جزئياً ملاحة مريوط ، أما الثانى فتغطيه تربة جيرية تنمو فيها أشجار التين بوفرة . ويظهر أن الأصل فى تكوينهما حركة هبوط قارية .

٣ — منخفض بهيج — الحمام ويقع إلى الجنوب من سلاسل التلال الساحلية ويمكن اعتباره فى الأصل جزءاً من السهل الساحلى .

٤ — هضبة مريوط التى تشرف على كل ذلك بحافة شديدة الانحدار والتى تصل إلى ارتفاع ١١٠ متر فوق سطح البحر ، وهى امتداد للهضبة الليبية .

٥ — حوض « أبو مينا » ويخترق هضبة مريوط متجهاً إلى الشمال الشرقى ، ويعتبر من الناحية المورفولوچية حوضاً تحاتياً تكون بفعل المياه الجارية .

ويرى المؤلف فى التعرية الهوائية وفى الحركات الخفيفة للقشرة التى تعرض لها الإقليم العوامل الرئيسية التى حددت الشكل الحالى لسطح منطقة العامرية — مريوط .

الأستاذ راؤل ميتشل : الأقاليم الفيزيوغرافية للعراق :

يرى المؤلف أن الحركات التكتونية — ولا سيما الحركات العمودية للقشرة — هى العامل الرئيسى فى التطور الفيزيوغرافى للعراق . كما يشير إلى أن الإقليم الفيزيوغرافى هو التعبير عن الصلة بين المؤثرات المناخية والقوى التكتونية .

وتناول المؤلف بالوصف الوحدات الفيزيوغرافية المختلفة التى يتألف منها العراق وعددها إحدى عشرة وحدة .

الدكتور محمد عبد المنعم الشرقاوى : موازنة بين بيئة البحر المتوسط والأقاليم الموسمية من حيث كونها مسارح للحضارة :

يبدو أنه على الرغم من أوجه الشبه بين كل من بيئة البحر المتوسط والأقاليم الموسمية ، فانها تختلف فيما بينها فى كثير من النواحى ، وقد يرجع سبب ذلك إلى أن بيئة البحر المتوسط يغلب عليها أنها تمثل وحدة جغرافية أهم ما يميزها كونها تتكون من مجموعة من الأشرطة الساحلية والجزائر المتجمعة أو المتفرقة ، وأن تضاريسها تتنوع لدرجة عظيمة ، الأمر الذى يمنحها ذلك الطابع الخاص الذى تعرف به دون غيرها . كذلك تؤدى عوامل مناخها وإن اختلفت صيفاً وشتاء بين أجزائها إلى ظهور حياة نباتية تجمع بين الخضرة اليانعة والجفاف الملحوظ . وهكذا تظهر الفروقات الواضحة بين الأراضى الجيدة الخصيبة ، سهلية أكانت أم مرتفعة ، والجهات الرديئة أو المتوسطة الجودة بجانب المراعى والأراضى المقفرة المجدبة . ولكل من هذه الأنواع قيمتها الاقتصادية وصفاتها الاجتماعية .

أما الجهات الموسمية فأنها تخضع جميعاً لنوع مناخى معين وتمتاز بصفة خاصة بأنها تمثل كتلة من اليابس عظيمة الاتساع والامتداد ، ومن الطبيعى أن يؤدى تنوع التضاريس واختلاف العروض إلى ظهور اختلافات واضحة بين أجزاء هذه الكتلة الفسيحة .

وقد اعتمدت حضارات البحر المتوسط منذ أقدم العصور على زراعة الحبوب وبخاصة القمح والشعير ، وصاحب ذلك إنتاج الفاكهة ، أما الرعى فكان بطبيعة الحال محدوداً ومقصوراً على الجهات القليلة الصالحة لهذا الغرض . وإذا كانت الغابات تشغل مساحات كبيرة فى الأقاليم الموسمية قبل أن يتدخل الإنسان ، فأنها فى بيئة البحر المتوسط ، كانت فى العادة نادرة وضئيلة المساحة .

هكذا ساعدت الظروف الجغرافية على تنويع الإنتاج فى البيئات الثانوية التى تنتظم فى حوض البحر المتوسط ، كما أن تنوع الحضارات والثقافات ساعد على التقدم الحضارى والتفوق الاجتماعى . أما فى حالة الأقاليم الموسمية ،

ويمكن اعتبار الصين والهند ممثلة لها ، فأن أهم عامل جغرافى هنا هو المطر والتربة ، وعلى الرغم من وجود اختلافات بين أجزائها ، فأن الحضارات التى ظهرت هنا جميعها تعتمد على الإنتاج الزراعى ، ولم تعن هذه الحضارات فى الجملة بشئون البحر المجاور ولم تتعلق بركوبه والانتفاع به كثيراً . وما زالت الغابات تلعب دوراً كبيراً فى حياتها وما زالت تشغل مساحات كبيرة .

وقد وصل إلى كل من حوض البحر المتوسط والأقاليم الموسمية موجات من غارات الرعاة الذين جاءوا من مراعى أواسط آسيا ، وقد تأثرت الظروف البشرية فى هذه الجهات بسبب وصول هذه الغارات . أما نصيب حوض البحر المتوسط من هذا الغزو والاجتياح فقد كان أقل نسبياً لبعده عن الطرق الطبيعية التى كانت تسلكها جحافل المغيرين من الرعاة الذين كانت تجتذبهم الثروات المتجمعة فى المدن والقرى الزراعية ، حتى إذا ما سلبوها ثراءها ، عادوا إلى أوطانهم وتركوها ، على حين أنه فى حالة الصين مثلا كانت موجات الغزاة من الرعاة تقتحم أراضى الصين آتية من مراعى أواسط آسيا ، وقد تمكث بعض الوقت وقد تنجح الصين فى تشرب دمائها وتمثيلها ، وبهذه الوسيلة كانت الصين تجدد حياتها ونشاطها .

وفى الجملة كانت أواسط آسيا تبعث بجحافلها فى مختلف الاتجاهات ، وقد تركت هذه الغارات الرعوية آثارها المدمرة فى حياة الحضارات البشرية التى وصلت إليها هنا وهناك .

الدكتور محمد عبد الفتاح القصاص والسيد / مصطفى امام : المناخ والمناخات الموضعية فى صحراء القاهرة :

لا شك أن مميزات المناخ كما تسجلها المحطات المترولوجية هى العوامل المسئولة عن تحديد مظاهر البيئة الصحراوية . ولكنا إذا بحثنا النباتات فى بعض المناطق لم نلبث أن نتحقق من أن المميزات المناخية ذات مظهرين : المظهر الإقليمى (Macroclimate) ، والمظهر المحلى أو الموضعى (Microclimate) ، ويمثل

التربية والثقافة بريودى جانيرو بمناسبة هذا المؤتمر ، وقد اهتمت سفارتنا هناك بعرض هذه الخرائط عرضاً مناسباً وأضافت إليها بعض الصور الفوتوغرافية .

وشارك الأستاذ حسان محمد عوض مشاركة علمية وعملية فى أعمال المؤتمر : فألقى بحثاً عن « النتائج الجغرافية للسد العالى أكبر خزان فى العالم » ، وعهد إليه برئاسة قسم الجيومورفولوجيا ، وجددت عضويته للجنة المناطق الجافة ، واختير أخيراً فى المجلس التنفيذى للاتحاد الجغرافى الدولى كنائب للرئيس .

٧ — ونرجو أن تنظم بعض البحوث الجغرافية العلمية فى مصر خلال السنوات الثلاث القادمة استعداداً للمؤتمر القادم على أن تدخل ضمن نطاق موضوعات بحث لجان الاتحاد التى سبقت الإشارة إليها ، أو فى أقسام المؤتمر القادم كما ستحدد هذه الأقسام فيما بعد .

كما نرجو أن تتاح الفرصة لعدد كبير من الجغرافيين المصريين لحضور مؤتمر استوكهلم للوقوف على نواحى التقدم الحديثة فى فروع الجغرافية المختلفة وللمشاركة فى أعمال اللجان العلمية بالنصيب الذى يتفق وما تحرزه مصر من تقدم فى الميدان العلمى .

ملخص المقالات

المنشورة باللغات الأجنبية

Résumé des Articles publiés en langues étrangères

الدكتور حسان محمد عوض : السد العالى أكبر خزان فى العالم ونتائجه الجغرافية :

يصف المؤلف فى مقاله السد العالى الذى تبلغ سعة خزانه ١٣٠ مليار متر مكعب من الماء ، أى ثلاثة أمثال سعة خزان بولدر المشهور فى الولايات المتحدة . وقد عنى المؤلف بدراسة نتائج إقامة هذا السد ، وأهم هذه النتائج من الناحية الطبيعية هى :

١ — توقف نحر النهر لمجراه فى منطقة الشلال الثانى .

٢ — غمر مياه بحيرة الخزان للأرصفة النهرية على جانبى الوادى .

٣ — فقدان التوازن الحالى الموجود بين عملية إرساب النهر فى البحر والتعرية البحرية لسواحل الدلتا .

أما النتائج الاقتصادية والبشرية فتتلخص فيما يلى :

١ — ضمان تصريف مائى منتظم من سنة إلى أخرى وتلافى أخطار الفيضانات العالية .

٢ — ازدياد كبير فى المساحة المنزرعة وتغيير فى الجغرافية الزراعية والاقتصادية لبعض جهات الوادى والدلتا .

٣ — توليد طاقة كهربائية كبيرة تدفع البلاد بقوة فى حركة التصنيع .

٤ — تغيير فى الصورة الحالية للجغرافية الريفية لبلاد النوبة من حيث موقع وتوزيع القرى النوبية .

٧ — مستويات التعرية والسطوح التحاتية حول المحيط الأطلنطى
(Corrélation des niveaux d'érosion et des surfaces d'aplanissement autour de l'Atlantique).

٨ — الإرساب الساحلى (Sédimentation littorale).

٩ — ظاهرات الكارست (Phénomènes karstiques).

١٠ — تدريس الجغرافية (Enseignement de la géographie).

١١ — المناطق الجافة (Zones arides).

وقد أبقى الاتحاد الجغرافى الدولى على هذه اللجان فترة أخرى (أربع سنوات حتى انعقاد المؤتمر التالى) لاستكمال بحوثها ، وأضاف إليها لجنتين جديدتين هما لجنتا الأطالس القومية (Les Atlas nationaux) والجيومورفولوجيا التطبيقية (La Géomorphologie appliquée).

كما أنشأ لجنتين رسميتين هما :

(ا) لجنة كيفية عمل خريطة لسكان العالم (Élaboration d'une carte mondiale de la population) ، والغرض منها مساعدة هيئة الأمم المتحدة فى إحصاء سكان العالم المزمع عمله سنة ١٩٦٠

(ب) لجنة دراسة المناطق المدارية الرطبة (Étude des régions tropicales humides) ، والغرض منها مساهمة الجغرافيين فى حصر إمكانيات المناطق المدارية نظراً لاهتمام العالم بهذه المناطق كمحل لاستيعاب نشاط جزء من سكانه .

٤ — وبهذه المناسبة نشير إلى أن البرازيل نظمت حلقتين دراسيتين : خصصت إحداهما لمشكلات السافانا والكامبوس والأخرى لدور الجغرافية فى التخطيط الإقليمى للبلاد المدارية . ووقف الجغرافيون من مختلف البلدان على وسائل ونتائج الدراسات العملية التطبيقية التى يقوم بها زملاؤهم فى البرازيل ومدى مشاركتهم فى التخطيط القومى للمناطق الجديدة .

ويتجه كثير من الجغرافيين فى أبحاثهم إلى الناحية العملية وهو اتجاه فى البحث الجغرافى يجعل من الجغرافية مهنة يستفاد منها فى التطبيق والتخطيط ، وقد

جارى الاتحاد الجغرافى الدولى هذه النزعة فوافق على تكوين لجنة جديدة تحمل اسم «الجيومورفولوجيا التطبيقية» كما قدمنا .

٥ — هذا وقد وافقت الجمعية العمومية للمؤتمر على قبول دعوة دول اسكنديناوا الخمس (السويد ، النرويج ، الدانمارك ، فنلندا ، أيسلندا) لعقد المؤتمر القادم فيها . وسيكون مقر المؤتمر الذى تحدد لانعقاده صيف سنة ١٩٦٠ مدينة استوكهلم ، وبحيث يتضمن اجتماعات فى مدن أخرى ، ورحلات تنظمها بلاد اسكنديناوا جميعاً .

كما وافقت الجمعية العمومية للمؤتمر على تكوين اللجنة التنفيذية للاتحاد الجغرافى الدولى للفترة ١٩٥٦ — ١٩٦٠ على الوجه الآتى :

الرئيس : الأستاذ أهلمان (السويد) Prof. H. W./son Ahlmann.

السكرتير وأمين الصندوق : الأستاذ هانس بوش (سويسرا) Prof. Hans Boesch.

نائب أول الرئيس : الأستاذ سترنبرج (البرازيل) Prof. Hilgard O'Reilly Sternberg.

نواب الرئيس : الأستاذ حسان محمد عوض (مصر) Prof. Hassân Awad.

الأستاذ شونسى هاريس (الولايات المتحدة) Prof. Chauncy Harris.

الأستاذ ماكس سور (فرنسا) Prof. Max Sorre.

الأستاذ ددلى ستامب (المملكة المتحدة) Prof. L. Dudly Stamp.

الأستاذ فوميو تادا (اليابان) Prof. Fumio Tada.

الأستاذ كارل ترول (ألمانيا) Prof. Carl Troll.

٦ — وقد استطاعت الجمعية الجغرافية المصرية أن ترسل بعض نماذج من خرائط مصلحة المساحة المصرية إلى معرض الخرائط الذى أقيم فى مبنى وزارة

بفضل معاونة الاتحاد الجغرافى الدولى . وهذه أول مرة ينعقد فيها مؤتمر جغرافى دولى فى نصف الكرة الجنوبى وفى قارة أمريكا الجنوبية وفى قطر مدارى فى وقت ازداد فيه الاهتمام بالمشكلات الجغرافية للبلاد المدارية .

ومما تجدر الإشارة إليه الاهتمام الكبير الذى لقيه المؤتمر من جميع الهيئات العلمية فى البرازيل وكذلك من الحكومة . فقد تفضل السيد رئيس الجمهورية كوبتشك دى أوليڤيرو (Mr. M. J. Kubitschek de Oliveiro) فحضر بنفسه إلى المسرح البلدى فى حفل افتتاح المؤتمر وألقى خطاباً مسهباً أشار فيه إلى أهمية المكانة التى يجب أن تحتلها الجغرافية الحديثة فى تحقيق الأغراض والبرامج الاقتصادية .

٢ — وقد تحقق مع هذا المؤتمر نجاح علمى كبير للآراء الجديدة التى أتى بها عدد كبير من العلماء وما نتج عن عرضها ومناقشتها من فائدة قيمة . ووزعت هذه البحوث على الأقسام المختلفة التى بلغ عددها الثلاث عشرة وهى :

١ — الخرائط والتصوير الفوتوغرافى (Cartographie et photogéographie) .
٢ — الجيومورفولوچيا (Géomorphologie).
٣ — المناخ (Climatologie).
٤ — الهيدروغرافيا (Hydrographie).
٥ — الجغرافية الحيوية (Biogéographie).
٦ — الجغرافية البشرية (Géographie humaine).
٧ — جغرافية السكان والسكن
(Géogr. de la population et du peuplement).
٨ — الجغرافية الطبية (Géographie médicale).
٩ — الجغرافية الزراعية (Géographie agraire).
١٠ — جغرافية الصناعة والتجارة والنقل
(Géogr. de l'Industrie, du Commerce et des Transports).
١١ — الجغرافيـــة التاريخية والسياسية
(Géographie historique et politique).

١٢ — طرق تدريس الجغرافية
(Méthodologie, Enseignement de la géogr. et Bibliographie).
١٣ — الجغرافية الإقليمية (Géographie régionale).

وكانت نسبة كل فرع من فروع الجغرافية المختلفة من هذه البحوث كما يلى :

٢٠ ٪ للجيومورفولوچيا ، ١٥ ٪ لجغرافية السكان والسكن ، ١٠ ٪ للجغرافية الاقتصادية ، ٨ ٪ للجغرافية الطبية والزراعية ، وتناولت بقية البحوث موضوعات فى مختلف فروع التخصص الأخرى .

٣ — وفضلا عن البحوث التى ألقيت فى الأقسام الثلاثة عشر المختلفة كانت هناك تقارير اللجان العلمية التى يؤلفها الاتحاد الجغرافى الدولى ويعهد إليها بمواصلة البحث فى موضوعات معينة بالذات بين كل مؤتمر وآخر . ومن المعروف أنه بدىء بهذا التقليد فى مؤتمر القاهرة (سنة ١٩٢٥) حيث أنشئت لجنة السكن الريفى ولجنة دراسة الأرصفة النهرية والساحلية ، وكانتـا أولى لجان الاتحاد الجغرافى الدولى .

وبلغ عدد هذه اللجان فى الفترة ما بين ١٩٥٢ — ١٩٥٦ إحدى عشرة لجنة قدمت تقاريرها العلمية إلى المؤتمر مطبوعة بفضل المعونة المالية لمنظمة اليونسكو . وتقوم هذه اللجان بدراسة الموضوعات الآتية :

١ — الجغرافية الطبية (Géographie médicale).
٢ — مورفولوچية الجهـــات حول الجليدية
(Morphologie péri-glaciaire).
٣ — تصنيف الكتب الجغرافية والخرائط
(Classification des ouvrages Géographiques et des Cartes).
٤ — خريطة العالم لاستغلال الأرض
(Inventaire mondial de l'utilisation du sol).
٥ — موسوعة الخرائط القديمة (Bibliographie des cartes anciennes).
٦ — تطور المنحدرات (Évolution des Versants).

لا يتعدى مائة متر وهو فى معظم الحالات أقل من خمسين متراً . ولئن كانت شواهد هذه التكوينات البحيرية قد أزيلت تماماً من سطوحها فأن رواسب من نوع آخر تغطى بعض جهاتها وهى عبارة عن تكوينات نهرية من الحصى والطمى لا بد وأن تكون من رواسب السمليكى أو روافده .

فالنظام الهيدروغرافى للسمليكى نشأ أولا فى بنية مختلفة عن البنية الحالية كانت فيها التكوينات البحيرية تطمر مناطق الهورست ، ثم تعمق النهر وأثناء ذلك التعميق صادف الصخور الجرانيتية والجنيسية لكتلة بينى فاستمر فى نحت واديه وتعميقه دون أن يغير مكانه . ولعل تعميق النهر لمجراه قد نشأ نتيجة لحركة رفع تدريجية لهورست بينى أو على الأقل لتجدد فى انكساراتها ، واستطاع النهر خلال هذه الحركة أن يحتفظ بمكانه . فيكون السمليكى بذلك نهراً سابقاً للحركة التكتونية التى رفعت إقليم الهورست ويمكن أن يكون خانقه من النوع المسمى « *Antecedent gorge* » .

المؤتمر الجغرافى الدولى الثامن عشر

(ريودى چانيرو — أغسطس ١٩٥٦)

للأستاذ حسان محمد عوض

LE XVIII[e] CONGRÈS INTERNATIONAL DE GÉOGRAPHIE

(Rio de Janeiro, Août 1956)

PAR

HASSÀN AWAD

١ — انعقد المؤتمر الجغرافى الدولى الثامن عشر فى مدينة ريودى چانيرو من ٩ إلى ١٨ أغسطس سنة ١٩٥٦ ، واشتركت فيه ثمان وعشرون دولة من بينها مصر[١] ، وبلغ عدد الأعضاء ألف جغرافى مما يدل على أن المؤتمر أحرز نجاحاً كبيراً بفضل المجهود العظيم الذى قامت به لجنة تنظيم المؤتمر ولا سيما الأستاذ هيلجارد أوريلى سترنبرج (Prof. H. O'Reilly Sternberg) ومعاونوه ، وكذلك

---

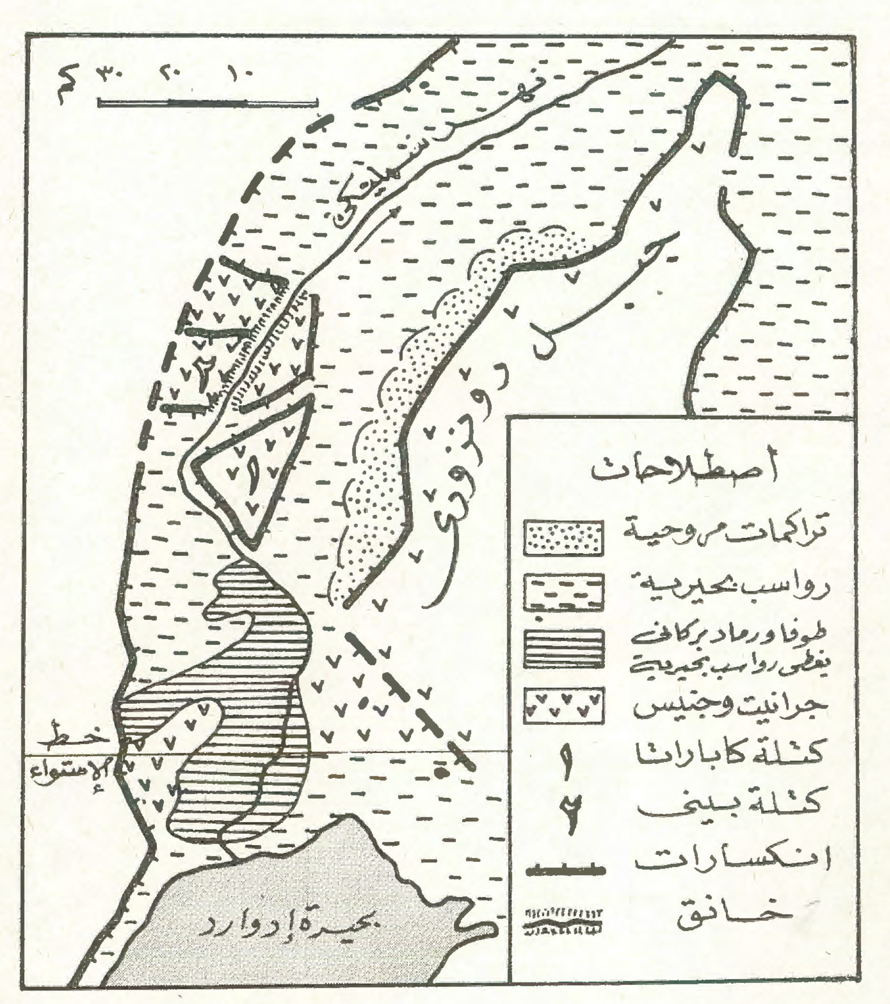
(١) الدول التى اشتركت فى هذا المؤتمر هى : مصر ، ألمانيا الغربية ، النمسا ، بلجيكا ، البرازيل ، كندا ، شيلى ، الصين الوطنية ، كوبا ، الدانيمارك ، الولايات المتحدة ، فنلندا ، إسرائيل ، فرنسا ، إيطاليا ، اليابان ، مراكش ، المكسيك ، النرويج ، نيوزيلندا ، هولاندا ، باكستان ، بولندا ، البرتغال ، المملكة المتحدة ، سويسرا ، تركيا ، أورجواى .

وأعلن فى هذه الدورة انضمام كل من أفريقية الغربية الفرنسية ، العراق ، كينيا ، نيجيريا ، السودان ، أوغندا كأعضاء منضمين أى بدون حق التصويت ، كذلك أعلن انضمام إثيوبيا ، المجر ، الاتحاد السوفيتى ، أيسلندا بصفة أعضاء أساسيين .

وأكبر الوفود هى بالترتيب : البرازيل ، الولايات المتحدة ، فرنسا ، المملكة المتحدة ، ألمانيا الغربية ، أورجواى . . .

يتخطى النهر هذه الجنادل المتلاحقة ولمسافة قدرها ١٢٥ كيلومتراً يتحول إلى مجرى هادىء بطىء الجريان متخذاً نفس اتجاه بحيرة ألبرت . ويكتسب هنا جميع مميزات الأنهار فى سهولها الفيضية المتسعة ، وينتهى بدلتا تكتنفها المستنقعات عندما يقترب النهر من مصبه فى بحيرة ألبرت .

ويهمنا من وصف مجرى السمليكى القسم الذى استقر فيه النهر فى صخور القاعدة القديمة وهو يتفق مع القسم من الأخدود الذى يمتاز بوجود كتلتى كاباراتا



شـكل (٧) خريطة بنيوية للأخدود الغربى فى منطقة السمليكى الأعلى .

وبينى الصلبتين . ولمجرى السمليكى فى هذا القسم صفات إن دلت على شىء فانما تدل على عدم توافق مع البنية . فبدلا من أن يتخذ النهر طريقه فى المنطقة السهلية الواقعة بين حافة رونزورى من ناحية وهورست كاباراتا من ناحية أخرى والتى تتكون من إرسابات بحيرية رخوة نجده يشق طريقه إلى الغرب من هذه الكتلة ويهاجم حافاتها الجنوبية والغربية . ولا يقتصر الأمر على ذلك فحسب بل يتعداه إلى أن يتجنب السمليكى ممراً سهلا يقدمه له ذلك الأخدود الصغير الواقع بين كتلتى كاباراتا وبينى ، والنهر فى كل ذلك يفضل المسالك الصعبة فيخترق كتلة بينى ويحفر فيها خانقاً كبيراً يتخلل مجراه عدد من المساقط والجنادل (شكل رقم ٧) .

ولا يمكن للباحث الذى يدرس هذه الظاهرات أن يقبل الرأى القائل بحدوث الأسر النهرى والذى لا يستقيم مع ما أوردنا من مميزات وخصائص لمجرى نهر السمليكى . فمن الواضح أنه كان يتعين على رافد ألبرت الذى تعزى إليه عملية الأسر بواسطة التعرية التصاعدية أن يشق مجراه فى إقليم يمتاز بتكويناته الرخوة التى يسهل نحتها والتعمق فيها ، والتى تساعد على تقدم رءوس المنابع إلى الوراء ، وكان لا بد للمجرى الآسر هذا أن يستقر بين هورست كاباراتا وسفوح رونزورى . ثم ألم يكن من الطبيعى أن يقوم بالأسر نهر قادر على النحت والنحر وتغزر به المياه من تلك المجارى القوية المندفعة من سفوح رونزورى والتى توجد فى القسم الشرقى من الأخدود بدلا من أن يعزى ذلك إلى الروافد الضعيفة فى القسم الغربى للأخدود ؟

والتفسير الذى يمكن أن تؤيده الأشكال الطوبوغرافية والتكوينات الموجودة فى المنطقة يعتمد على الظاهرة المعروفة فى الجيومورفولوجيا باسم ''*Superposition*'' (باللغة الإنجليزية) أو ''*Surimposition*'' (باللغة الفرنسية) . إذ يظهر أن نهر السمليكى كان يجرى فى الأصل فى مستوى أعلى من مستواه الحالى على رواسب بحيرية كانت تغطى كل قاع الأخدود بما فى ذلك مناطق الكتل القديمة الجرانيتية والجنيسية وهى كاباراتا وبينى ، وليس من الصعب تصور ذلك إذا ما عرفنا أن الاختلاف فى الارتفاع بين هذه الكتل وما يجاورها من الأقاليم المنخفضة

الحالى[١]. فأذا عرفنا أن تصريف نهر روزيزى يبلغ حوالى مائتى متر مكعب فى الثانية فمن الواضح أن تصريف النهر الذى شغلت وحفرت مياهه المجرى القديم المتسع لا بد وأن يرقى إلى مستوى الألف متر مكعب فى الثانية . ونستطيع إذاً — بعملية حسابية بسيطة — تقدير الزمن اللازم لتصريف ثلاثين كيلومتر مكعب من المياه بسنة واحدة إذا كان معدل التصريف ألف متر مكعب فى الثانية .

وبينما انخفض مستوى بحيرة كيفو بمقدار عشرة أمتار بعد أن انتزعت منها هذه الكمية من المياه فأن مستوى بحيرة تنجانيقا — لا تساعها — لم يرتفع بأكثر من متر واحد إذا تقرر بطبيعة الحال أن البحيرة لم يكن لها مخرج فى ذلك الوقت . وفى الغالب أن مستوى بحيرة تنجانيقا أثناء تدفق مياه فيضان كيفو إليها كان منخفضاً بالنسبة للمستوى الحالى لأنه بذلك وحده نستطيع تعليل عدم تكوين دلتا عند مصب ذلك النهر الكبير ، ويؤكد ما نذهب إليه فيما يتعلق بالمستوى القديم لبحيرة تنجانيقا ما تصوره خرائط قاع البحيرة من وجود واد رئيسى مغمور بالمياه يتفق محور اتجاهه والمجرى القديم المهجور[٢] .

٢ — نهر السمليكى :

واستكمالا لدراسة التصريف النهرى ومميزاته يجب أن نشير الآن إلى نهر السمليكى الذى يصل ما بين بحيرتى إدوارد وألبرت . فهناك قصة عن أسر نهرى حدث فى مجراه ، وترتب عليه اتحاد المجريين الأدنى والأعلى بعد أن كانا منفصلين يتخذ كل منهما اتجاهاً مضاداً لاتجاه الآخر ، أى أن السمليكى الأعلى

---

(١) انظر فى مقالة Capart التى سبقت الإشارة إليها إلى اللوحة رقم III وهى عبارة عن صورة من الجو لمصب النهر القديم . وانظر كذلك إلى اللوحة رقم II وهى عبارة عن خريطة تبين عدداً من المجارى القديمة فى سهل روزيزى يبلغ عددها جميعاً أحد عشر مجرى ، مما يدل على انتقال المجرى من الغرب إلى الشرق نتيجة لميل السهل فى هذا الاتجاه تحت تأثير الحركات التكتونية . وقد بدأ ذلك التزحزح ناحية الشرق لأول مرة أثناء الفيضان الكبير إذ يظهر على الخريطة مجرى آخر كبير مهجور إلى الغرب مباشرة من المجرى الكبير الأول . أما المجارى الأخرى فهى من حجم النهر الحالى ولا تزيد عليه فى الأهمية .

(٢) مقال Capart اللوحة رقم I

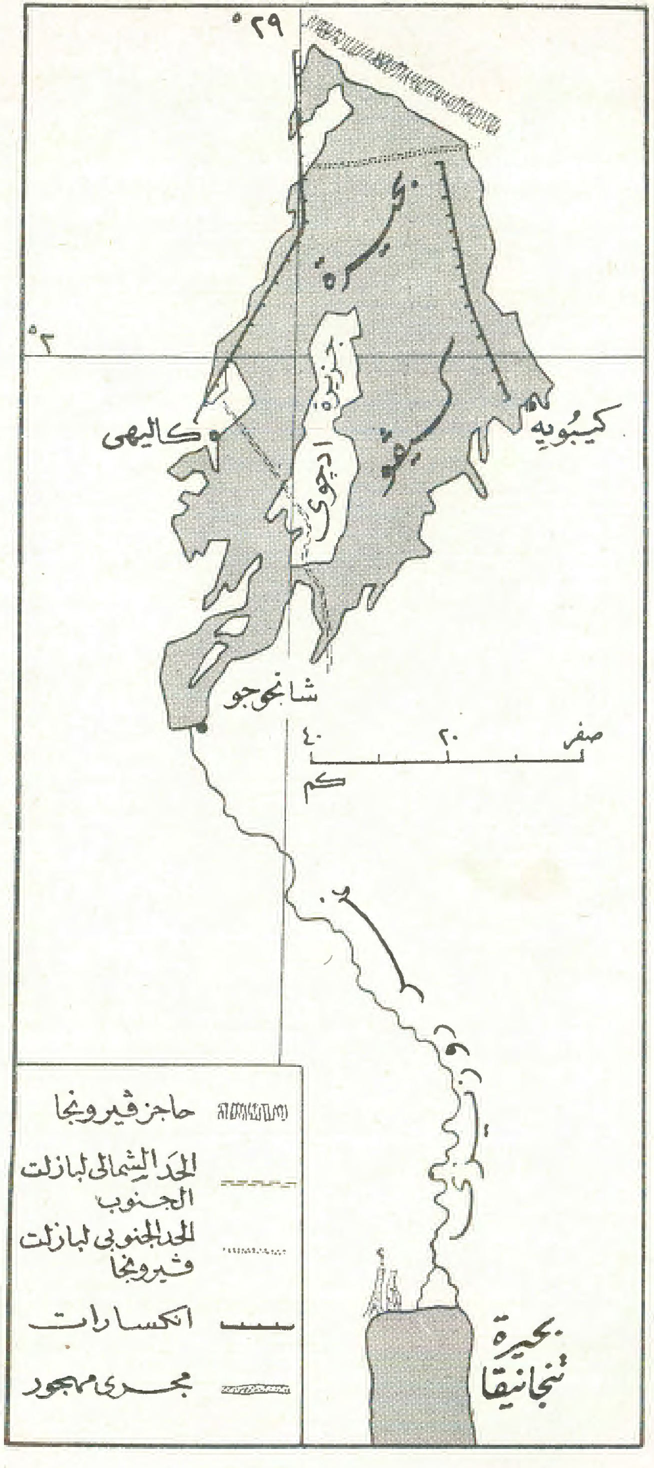
يعتبر رافداً لبحيرة إدوارد أسره رافد لبحيرة ألبرت . وقد بنى الأستاذ فكس (Fuchs)[١] آراءه على أمور منها أن التكوينات المعروفة باسم مجموعة السمليكى — والتى تنتمى إلى الدور الجامبلى — قد أرسبتها مجارى مائية ، ثم أن توزيع هذه التكوينات يقتصر على منطقة السمليكى الأعلى ، وأخيراً فأن حركة رفع فى قاع بحيرة إدوارد حدثت بعد ذلك عند مخرج البحيرة الحالى مما أدى إلى انعكاس فى اتجاه السمليكى الأعلى الذى كان رافداً لها ثم أسر بواسطة السمليكى الأدنى .

وقد تبين لنا مما سبق أن مجموعة السمليكى من أصل بحيرى ، وأنها لا تقتصر على منطقة السمليكى الأعلى بل تمتد حتى بحيرة ألبرت ، ثم أن طبقة الرماد البركانى تنتشر على مساحة كبيرة وبسمك واحد مستمر مما يؤكد إرسابها فى بحيرة وليس بواسطة مجارى مائية . ونفضل قبل التعرض لتاريخ النهر وما مر به من أحداث أن نصف المجرى والوادى ومميزاتهما الطوبوغرافية والأشكال الجيومورفولوجية المرتبطة بهما ، ولعلنا بعد ذلك نستطيع رسم صورة لتطور السمليكى .

يجرى السمليكى ما بين بحيرة إدوارد جنوباً وبحيرة ألبرت شمالا مسافة ١٩٠ كيلومتراً وهو فى كل هذه المسافة لا يجرى على وتيرة واحدة ، فمجراه الأعلى ابتداء من مخرجه من بحيرة إدوارد حتى نقطة تبعد حوالى أربعين كيلومتراً منها ، يجرى فى سهل يبلغ عرضه حوالى أحد عشر كيلومتراً وتغطى السهل رواسب بحيرية غير سميكة . فالقاعدة الصخرية غير بعيدة ونجد النهر وقد شق مجراه فيها تحت مستوى هذا السهل البحيرى بخمسة عشرة إلى ثمانية عشرة متراً . يلى ذلك قسم من المجرى نحره النهر فى صخور القاعدة القديمة أيضاً ولا يتعدى طوله ٢٥ كيلومتراً يندفع فيه النهر على عدة جنادل وشلالات ، حتى إذا ما انتهى منها يكون قد انخفض مستواه فى هذه المسافة القصيرة نحو ستين متراً . وبعد أن

---

(1) Fuchs (V. E.), The Geological Work of the Cambridge Expedition to the East African Lakes, *op. cit.*



شكل (٦)
حوض كيڤو وروزيزى .

جنوباً وغمرت بازلت المنطقة الجنوبية ، أى منطقة تقسيم المياه التى أشرنا إليها ، وأغرقت رءوس منابع الأنهار التى كانت تتجه شمالا ، ووصلت البحيرة آخر الأمر إلى مستوى يعلو عن المستوى الحالى لبحيرة كيڤو بعشرة أمتار . وتوجد آثار واضحة لتعرية بحيرية عند هذا المستوى فى جهات متفرقة حول بحيرة كيڤو وبخاصة فى القسم الشمالى منها . وتقع فى الهضاب التى تحد البحيرة من الجنوب منطقة منخفضة من أرض رخوة وصخور هشة هى ممر شانجوجو (*Shangugo*) تدفقت فيها الميـاه بسرعة وبعنف إلى نهر روزيزى الأعلى . وتقدر كمية المياه هذه بثلاثين كيلومتر مكعب حملت كميات كبيرة من الرواسب انتزعتها من الصخور اللينة التى صادفتها فى طريقها . وقد أدى فيضان البحيرة هذا إلى انخفاض مستواها بمقدار عشرة أمتار .

والخلاصة أن التطور الهيدروغرافى لحوض كيڤو معقد بعض الشىء ، فبعد أن كانت مياه الحوض جميعاً تتجه إلى الأحواض النيلية شمالا تحولت المياه إلى حوض تنجانيقا فى الجنوب ، وتم ذلك على مرحلتين رئيسيتين : المرحلة الأولى وهى تابعة لطفوح اللافا فى الجنوب ، والمرحلة الثانية وتتبع تكوين حاجز ڤيرونجا فى الشمال وظهور بحيرة كيڤو العالية أمام ذلك السد والتى انتهت فيما بعد إلى البحيرة الحالية .

والسؤال الذى يتبادر إلى الذهن الآن : كيف تم تصريف طبقة المياه الزائدة هذه ، وما هى الآثار الطوبوغرافية لهذا الفيضان ؟

لم يكن من السهل الإجابة على ذلك قبل القيام بتصوير سهل روزيزى ومظاهره الطوبوغرافية من الجو . وقد تم حديثاً التقاط بعض الصور لسهل روزيزى الأدنى . والناظر فى هذه اللوحات الفوتوغرافية تطالعه صورة مجرى كبير متسع مهجور مملوء بالرواسب يقع على مسافة خمسة عشرة كيلومتراً غربى المجرى الرئيسى الحالى لنهر روزيزى ممتداً على طول الحافة الغربية للأخدود . ويبلـغ عرض ذلك المجرى المهجور حوالى أربعة أمثـال عرض النهر

من هذه الأودية التى تتجه شمالا . وبذلك يمكن تأريخه بفترة البليوستوسين .

ونستطيع الآن أن نتساءل عن مكان منابع النيل فى الوقت الذى كانت فيه مياه الهضبة تنصرف ناحية الكنغو وحينما لم يكن المنخفض الذى تشغله بحيرة ڤيكتوريا قد تكون لا هو ولا الأخدود الألبرتى على الأقل فى صورته الهيدروغرافية الحالية ؟ توحى دراسة النظام الهيدروغرافى إلى أن رءوس منابع النيل فى ذلك الوقت كانت محدودة وصغيرة ، فالمنابع الرئيسية كانت تنحصر فى الأنهار الثلاثة : كايا (*Kaia*) ، أيو (*Aiyu*) ، أسوا (*Assua*) . وهى تعتبر الآن روافد للنهر (شكل رقم ٣) . ويبدو أسوا من بينها جميعاً كالمجرى الرئيسى فضلا عن أنه يجرى فى نفس اتجـاه النيل شمالى نيمولى ، أى من الجنوب الشرقى إلى الشمال الغربى ، ولعله النهر الذى تلقى مياه بحيرة ألبرت عندما امتلأ حوضها لأول مرة بالمياه المتدفقة شمالا فى النيل (١) .

الأخدود الغربى :

١ — حوض كيڤو :

أما منطقة منابع النيل فى الأخدود الغربى أو الألبرتى فقد كانت لها الأخرى فى وقت ما صورة أو عدة صور هيدروغرافية جد مختلفة عن الصورة الحالية . من ذلك أن مياه بحيرة كيڤوكانت تنصرف أولا إلى الشمال ، ثم انقلب التصريف المائى للبحيرة ناحية الجنوب وأصبح متصلا ببحيرة تنجانيقا على أثر الاضطرابات البركانية التى حدثت فى قاع الأخدود .

ونستطيع الآن — بفضل الدراسات الحديثة التى تناولت حوض بحيرة كيڤو (٢) — أن نسرد أحداث هذا الحوض ونصف المراحل المختلفة التى مر بها التصريف

(١) لعل استقامة مجرى أسوا ترجع إلى وجود انكسار مهم أو إلى أن النهر يتبع منطقة صخور من الشيست رخوة تمتد فى نفس الاتجاه .

(٢) *a*) Caparat (A.), Les déplacements récents de l'estuaire de la Ruzizi, *Ac. R. Sc. Col. Bull. des Séances,* 1955, pp. 1095-1103.
b) Peeters (L.), Contributions à l'étude de la genèse du lac Kivu, *Bull. Soc. Belge d'Et. Géogr.,* t. XXVI, 1957, pp. 155-168.

المائى للمنطقة . وخلال المرحلة الأولى من هذه المراحل كانت تنصرف المياه إلى الشمال عبر كتلة ڤيرونجا التى لم يكن قد تم تكوينها بعد ، وبذلك كانت تصل المياه إلى حوض بحيرة إدوارد . ومن المحتمل جداً أن هذه المياه كانت تتخذ من مجرى روتشورو (*Rutshuru*) الحالى — رافد بحيرة إدوارد الجنوبى — طريقاً جزئياً لها .

ولم يستمر الحال كذلك مدة طويلة إذ تعرض الإقليم الجنوبى من حوض كيڤو خلال فترة طويلة نسبياً لطفوح من البازلت كانت تخرج من عدة فوهات بركانية وتسيل فى منخفضات كانت موجودة فى التضاريس فى ذلك الوقت ، وامتدت ألسنة من هذه اللاڤا حتى الجزء الجنوبى من جزيرة إدجوى الحالية (*Idjwi*) ومنطقة شبه جزيرة كاليهى (*Kalehe*) . وكان سمك هذه اللاڤا كافيا لمنع تصريف مياه حوض كيڤو الأعلى إلى الشمال . واستقر فى هذه المنطقة خط تقسيم جديد للمياه اتجهت منه أنهار ناحية الجنوب وأخرى ناحية الشمال ، فتزحزح خط تقسيم المياه النيلية فى الأخدود تبعاً لذلك إلى الشمال لصالح حوض بحيرة تنجانيقا .

ويبدو أن التصريف المائى فى تلك المرحلة كان يسلك فى قاع الأخدود طريقين رئيسيين : أحدهما وهو الأقل شأناً واتساعاً يقع إلى الغرب من منطقة جزيرة إدجوى الحالية ، والآخر، وهو الأهم والأكبر اتساعاً ، ويقع إلى الشرق من الجزيرة . وكان يتصل بهذا المجرى الشرقى رافد مهم من اليمين ، ويدل على ذلك اتساع البحيرة الحالية فى منطقة كيبويه (*Kibuye*) على جانبى خط عرض ٢° جنوباً ، ثم يلتقى الفرعان بعد ذلك فى مجرى واحد فى المنطقة الشمالية من الحوض والتى تحدها الانكسارات من الشرق والغرب ، حتى يمكن اعتبار هذا القسم منخفضاً تكتونياً هبط على طول خطين للانكسارات (شكل رقم ٦) .

ثم اضطربت الصورة الهيدروغرافية للحوض اضطراباً كبيراً وبخاصة بعد أن ازداد سمك طفوح اللاڤا المتتابعة فى الشمال ، وبعد أن تكون حاجز ڤيرونجا مما أدى إلى تكدس المياه أمامه . فتكونت بحيرة فى الحوض انتشرت مياهها

مائية تفيض غرباً . كذلك اتجاهات الروافد هى اتجاهات تستلزم أن يكون جريان الماء فى أنهارها الرئيسية ناحية الغربُ ، ومع ذلك فأن أنهار كاجيرا وكاتونجا ورويزى تفيض ناحية الشرق أى ناحية بحيرة ڤيكتوريا مع تعارض ذلك لمميزات وخصائص أوديتها .

ونستطيع أن نمضى فى سرد حجج أخرى قوية لتدعيم ذلك الرأى ، من ذلك أن أودية بعض روافد هذه الأنهار تكثر بها المستنقعات والبحيرات وتبدو كأودية غرقى نتيجة لانعكاس التصريف النهرى ، ولا تقتصر هذه الظاهرة على الروافد فأودية الأنهار الرئيسية نفسها مثل كاجيرا وكاتونجا تحمل ذلك الطابع ، فقد أغرقت مياه بحيرة ڤيكتوريا قسما كبيراً من مجاريها الدنيا [١] .

وانقلاب التصريف فى معظمه ناحية الشرق كان نتيجة اندفاع شفرتى أخدود ألبرت من ناحية وتكوين المنخفض الذى تشغل جزءه المتوسط بحيرة ڤيكتوريا من ناحية أخرى ، ولم ينجذب ناحية الأخدود الغربى غير جزء بسيط من المياه ، وبذلك استقرت منطقة تقسيم المياه غير بعيد عن حافة هذا الأخدود .

ولما كانت الانحدارات قوية فى هذه المنطقة الأخيرة أصبحت الأنهار المتجهة إلى الغرب سريعة الجريان ، بينما نجد الأنهار المتجهة إلى الشرق والتى تنتهى فى بحيرة ڤيكتوريا — وهى الأنهار التى انعكس اتجاه جريانها — تجرى متلكئة فى مجاريها العليا وتحف بها من وقت لآخر المستنقعات .

فالأنهار لها صفات مميزة بحسب اتجاه جريانها . فهى إما متكاسلة متباطئة قليلة الانحدار تجرى إلى الشرق ناحية بحيرة ڤيكتوريا ، وإما من النوع الذى تجدد نشاطه بفعل الحركات التكتونية وتكوين الأخدود الغربى وتنحدر غرباً . ومن المهم أن نذكر أن هذه الأودية الأخيرة وبخاصة الصغيرة منها تبدو معلقة فوق الأخدود الألبرتى ، فلم تستطع بعد مجاريها أن تنحت حتى مستوى القاعدة الجديد الذى كونته انكسارات الأخدود ، ويدل نضوج طوبوغرافية هذه

(١) WAYLAND (E. J.), Rift Valleys and Lake Victoria, *C. R. of the XV Intern. Geolog. Gongress,* South Africa, Pretoria, 1930, Vol. II, pp. 322-353.

الأودية المعلقة على أنها شكلت فى سطح يمتاز بهدوء تضاريسه ، وهو سطح الهضبة [١] خلال البليوسين وأوائل البليستوسين .

ويتبين من ذلك أن تكوين بحيرة ڤيكتوريا ليس حديثاً فحسب بل هو لاحق لتكوين معظم الأودية التى تصب فيها والتى كانت قبل تكوين المنخفض تتجه غرباً . فأذا تتبعنا تطور البحيرة بعد ذلك لوجدنا أن مساحتها تعرضت لعدة ذبذبات . ومن الأدلة على ذلك الشواطىء البحيرية القديمة التى سبقت الإشارة إليها .

أما مخرج البحيرة نفسه فيمكن اعتباره أحدث ظاهرة چيومورفولوچية فى مجموعة الظاهرات الأخرى المرتبطة بالبحيرة . فالمنطقة الواقعة شمالى بحيرة ڤيكتوريا تتألف من ثلاث مجموعات من الأشكال الطوبوغرافية تنتمى إلى ثلاثة أعمار مختلفة [٢] :

١ — المجموعة الأولى والأقدم وهى التى تتمثل فى السطح التحاتى الميوسينى .

٢ — المجموعة الثانية وهى الأودية التى تقطع هذا السهل التحاتى ، وهى بطبيعة الحال أحدث منه عمراً . وتحتل المجارى النهرية العريضة — التى تكتنفها المستنقعات — هذه الأودية ، وهى تقع إلى الشمال من شواطىء البحيرة متجهة إلى بحيرة كيوجا . ويلاحظ أن هذه الأودية متسعة وجوانبها قليلة الانحدار جداً مما يجعلها تبدو فى حالة من النضوج يقترب من الشيخوخة . فلا بد إذاً من أن يستغرق تشكيلها على هذه الصورة فترة طويلة نسبياً ، ونستطيع فى اطمئنان أن نعتبرها أودية بليوسينية .

٣ — الخانق الذى يجرى فيه نيل ڤيكتوريا والذى يلى شلالات ريبون شمالا ، وهو أحدث الأشكال جميعاً فى الإقليم . فقد قطع ونحت فى واد بليوسينى

(١) تمتاز الحافات العليا للأخدود الألبرتى بالانحدارات الخفيفة إذا ما قورنت بالحافات الدنيا الشديدة الانحدار . وهذه الحافات العليا هى جزء من سطح الهضبة فى الأصل قد تقوس وانثنى بالقرب من الأخدود .

(٢) WILLIS (B.), *East African Plateaus and Rift Valleys, op. cit.*

لسبب ما أو لعدة أسباب تتصل بظروف مناخية معينة وباضطرابات فى القشرة الأرضية .

ويبدو التصريف الحالى على جزء كبير من الهضبة متجهاً ناحية ڤيكتوريا نيانزا التى تنصرف مياهها فى نيل ڤيكتوريا إلى بحيرة ألبرت والنيل الأبيض . ولكن هذا التصريف فى مجموعه حديث لم يتخذ هذه الصورة إلا مؤخراً . ولا يمكننا أن نتبين أهمية هذه الحقيقة إلا بدراسة أودية المجارى المائية التى تنتهى فى بحيرة ڤيكتوريا من الغرب .

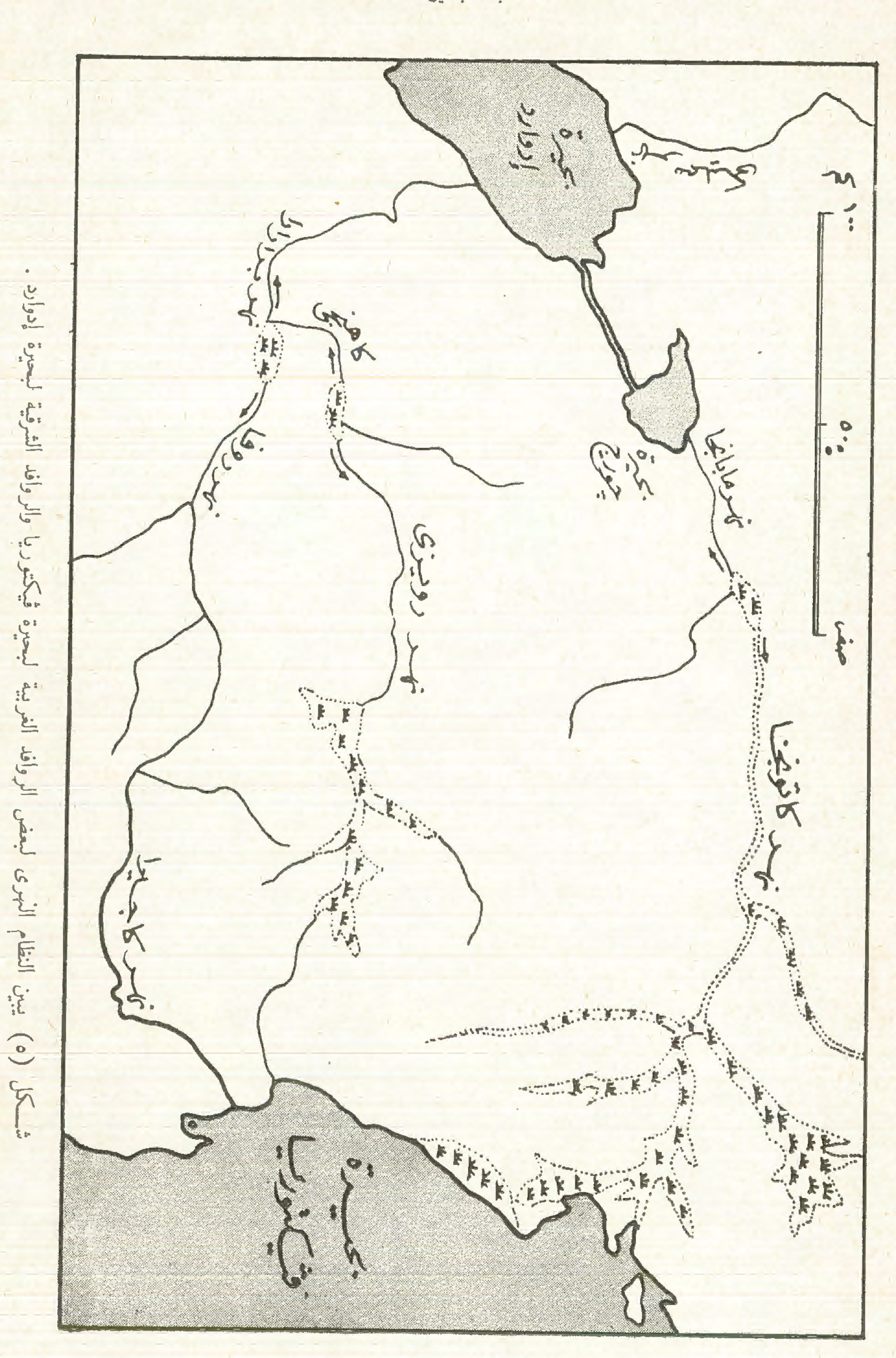
إذا تتبعنا هذه الروافد الغربية للبحيرة لوجدنا أنها تبدأ من منطقة تقسيم مياه تقوم بين هذه المجارى من ناحية ومجارى أخرى تنحدر غرباً ناحية الأخدود الغربى . وأهم ما يسترعى النظر أن منطقة تقسيم المياه هذه ليست واضحة المعالم ، فهى عبارة عن مناطق بحيرات ضحلة ومستنقعات تشغل قيعان أودية مستمرة فى نفس الاتجاهات على كل من جانبى منطقة تقسيم المياه بين حوض ڤيكتوريا نيانزا وأحواض الأخدود الغربى . فاتجاه الأودية التى تنتهى فى حوض بحيرة ڤيكتوريا مستمر فى الأودية التى تصب فى الأخدود الغربى ، ومن أهم هذه الأنهار :

١ — نهر كافو (*Kafu*) الذى يستمر اتجاهه فى نهر نكوسى (*Nkussi*) الذى يصب فى الجزء الجنوبى الشرقى من بحيرة ألبرت (شكل رقم ٣) .

٢ — نهر كاتونجا (*Katonga*) الذى يصب فى الركن الشمالى الغربى من بحيرة ڤيكتوريا ، ومنابعه عبارة عن إقليم مستنقعات يخرج منها نهر مابانجا (*Mapanga*) الذى يصب فى بحيرة چورچ (شكل رقم ٥) .

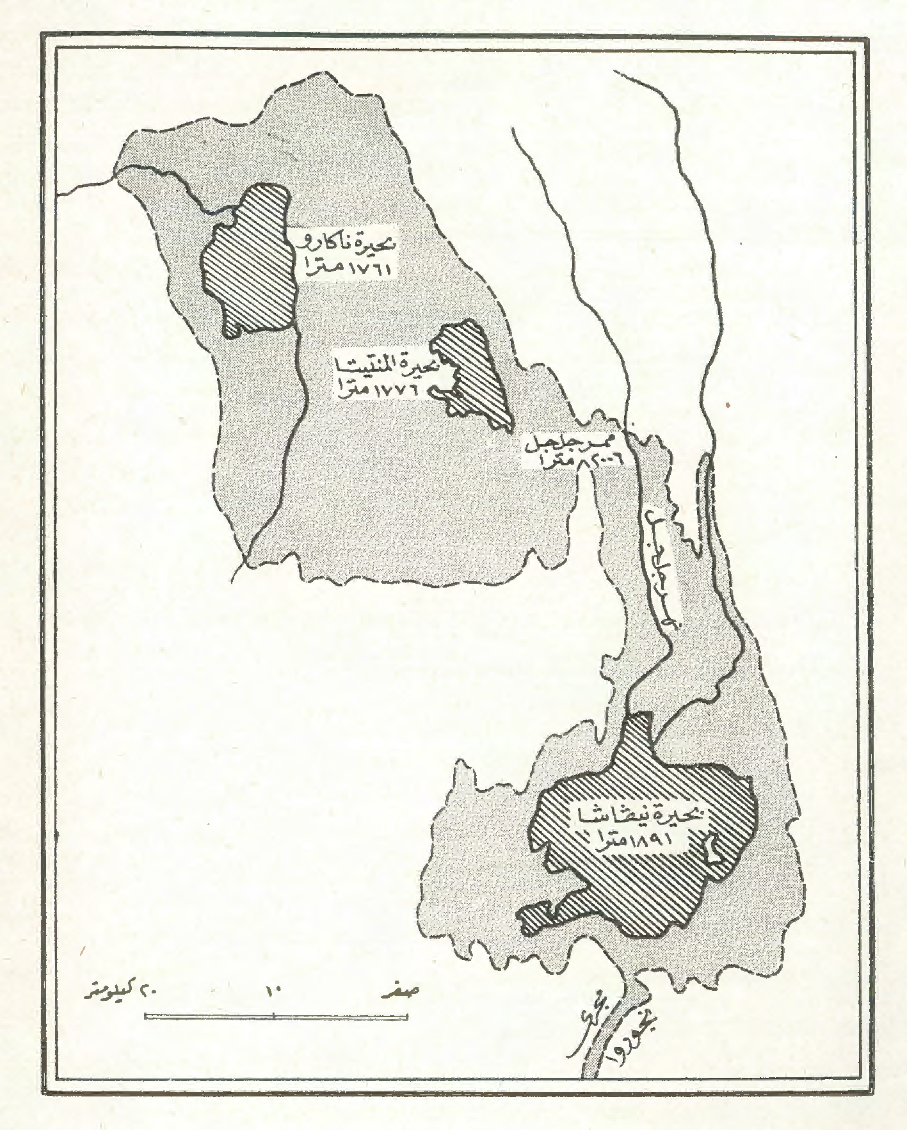
٣ — نهر رويزى (*Ruizi*) ونهر روفا (*Rufaa*) وهما رافدان لنهر كاجيرا ، ويقابلهما نهرا كاهنچى (*Kahenji*) وبرارارا (*Berarara*) اللذان يتجهان إلى بحيرة إدوارد (شكل رقم ٥) .

وتشير جميع الدلائل إلى أن التصريف النهرى كان يتجه بادىء ذى بدء من الشرق إلى الغرب . ففى طبيعة هذه الأودية صفات ومميزات لأودية مجارى



شكل (٥) يبين النظام النهرى لبعض الروافد الغربية لبحيرة ڤيكتوريا والروافد الشرقية لبحيرة إدوارد .

ثم تدفقت المياه عبر جلجل إلى حوض ناكارو حتى امتلأ وارتفعت المياه إلى مستوى ٢٠٢٨ متراً . وكانت مياه هذه البحيرة القديمة الكبيرة تنصرف ناحية



شـــكل (٤)

يبين اتحاد بحيرات نيفاشا والمنتينا وناكارو فى الدور المطير الأول المعروف باسم الدور الكاماسى (مبسطة عن نلسن E. Nilsson)

الجنوب فى مجرى نجوروا (*Njorowa*) . ثم جاءت فترة جافة صحبتها حركات أرضية فى الأخدود أمالت سطح الأرض فى شمال بحيرة نيڤاشا إلى الشمال ، وابتداء من ذلك الوقت انفصل حوض بحيرة نيڤاشا فى الجنوب عن حوض ناكارو فى الشمال . ونجد فى كل من الحوضين إلى جانب مستوى البحيرة الأولى القديمة والمشتركة بينهما خمسة مستويات بحيرية أخرى ترتبط وذبذبات مناخية . وقد عنى الأستاذ نيلسون [١] بدراسة هذه المستويات بالرغم من صعوبة تتبعها نظراً لحركات القشرة الأرضية المتعددة التى حدثت بعد تكوين كل منها .

وتكاد تتفق مواقف الدارسين فى وجود دورين مطيرين رئيسين [٢] يعرف أولهما باسم الدور الكاماسى (*Kamasian*) والثـانى بالدور الجامبلى (*Gamblian*) تفصلهما فترة جفاف امتازت باضطرابات فى القشرة الأرضية من انكسارات وثورانات بركانية . وتشير الأبحاث إلى أن الدور المطير الثانى (الجامبلى) تلته عدة ذبذبات مناخية رطبة وجافة ولكنها كانت هذه المرة ذبذبات ثانوية أوهن قوة وأقل طولا كلما تقدمنا إلى العصور الحديثة والتى تعرف بالعصور التالية للفترات المطيرة .

بحيرة ڤيكتوريا :

ويوجد حول بحيرة ڤيكتوريا عدد من الأرصفة البحيرية القديمة تعلو عن المستوى الحالى بثلاثين متراً وتتضمن أشكالا ساحلية مثل التومبولو (*Tombolos*) والحواجز الساحلية . ويمكن أن يعزى وجود هذه الأشكال والظـاهرات الطوبوغرافية فى المستوى الذى ذكرنا إلى انخفاض مستوى مخرج البحيرة

---

(١) Nilsson (Eric), Quaternary Glaciations and Pluvial Lakes in British East Africa, *Geogr. Annaler, Stockholm,* Vol. 13, 1931, pp. 241-348.

(٢) *a*) Nilsson (Eric), Traces of Ancient Changes of Climate in East Africa, *Geogr. Annaler, Stockholm,* No. 36, 1935, pp. 1-21.

b) Leakey (L. S. B.), East African Lakes, *Geogr. Journ.,* Vol. LXXVII, No. 6, 1931, pp. 497-514.

الجليدية الأوروبية ، ولئن كان ذلك التوافق قد قام عليه الدليل فى بعض الجهات وبخاصة فى إفريقية الشمالية إلا أن الدراسات تدل على عدم التعاصر بين الفترات المطيرة فى إفريقية الشمالية وبعض جهات إفريقية الأخرى الواقعة جنوبى الصحراء[١] ، بل هناك تعارض فى هذه الذبذبات . ويتحتم علينا تبعاً لذلك التمييز بين نوعين من الفترات المطيرة : نوع يختص بالعروض الوسطى وهى تتفق مع الفترات الجليدية (إفريقية الشمالية – غربى الولايات المتحدة – إيران . . .) ، ونوع آخر يلتزم العروض الدنيا ، والفترات المطيرة هنا – على العكس من السابقة – لم تكن معاصرة للفترات الجليدية[٢] .

أما فيما يتعلق بالتكوينات الأرسابية فى الأخاديد فهناك اتفاق يشبه الإجماع على أن الإرسابات الحصوية الخشنة تنتمى إلى الفترات المطيرة فى حين أن الرواسب الدقيقة من مميزات الأرساب فى الأطوار الجافة .

ولكن التقدم الذى أحرزته الدراسات الجيومورفولوجية فى المناطق الاستوائية والمدارية تشير إلى أن مجارى الأنهار فى الغابات الاستوائية والسفانا العالية قلما تتضمن إرسابات كبيرة مهمة من الحصى والجلاميد ، بينما تزداد أهمية هذه الإرسابات عندما تقل الأمطار نوعاً ويتضح فصل الجفاف . وتفسير ذلك يسير إذا عرفنا أن تحلل الصخور كيمائياً قوى لدرجة كبيرة عندما يقترن ارتفاع درجة الحرارة بازدياد فى كمية المطر ، وفى هذه الحالة يتعذر بقاء الصخور وعناصرها سليمة بمنأى عن هذا التحلل ، ولا نجد فى العادة غير الرواسب الدقيقة وبعض حصى الكوارتز أو الكوارتزيت لشدة مقاومتها . أما فى خارج نطاق هذه الجهات الحارة والغزيرة المطر فأن التحلل الكيماوى يبدو أقل وطأة على الصخور نتيجة للجفاف النسبى ، وبذلك تستطيع الأنهار أن تحمل رواسب حصوية عندما يساعدها الانحدار على ذلك .

---

(١) Balout (L.), Pluviaux interglaciaires et préhistoire saharienne, *Trav. Inst. Rech. Sahar.*, t. VIII, Alger, 1952, pp. 9-22.

(٢) Tricart (J.), Tentative de corrélation des périodes pluviales africaines et des péreiodes glaciaires, *C. R. Somm. des Séances Soc. Geol. de Fr.*, No. 9, 1954, pp. 164-167.

٤ – تصريف المياه

تتنازع هضبة البحيرات الاستوائية بوجه عام ثلاث مناطق رئيسية من حيث التصريف النهرى ، فبعض مياه الهضبة يدخل فى نطاق المياه المنصرفة إلى المحيط الهندى شرقاً ، والبعض الآخر إلى المحيط الأطلسى غرباً ، والبعض الثالث إلى البحر المتوسط شمالا ، هذا إلى جانب المياه التى تنصرف فى أحواض داخلية ولا تصل إلى البحر[١] .

والصورة الحالية لتصريف المياه هى نتاج تغيرات متعددة حدثت فى المنطقة وعاصر الإنسان عدداً كبيراً منها منذ العصر الحجرى القديم ، إذ تدل دراسة المسطحات البحيرية والنظم النهرية الحالية وخصائصها على أن هذه الصورة حديثة فى تكوينها من الناحية الجيولوجية .

أخدود كينيا :

فالبحيرات التى تشغل قاع أخدود كينيا هى فى معظم الحالات بقايا لبحيرات كانت فى يوم ما أكثر اتساعاً مما هى عليه الآن . ومن هذه البحيرات بحيرات نيفاشا (*Naivasha*) ، وناكارو (*Nakaru*) . والمنتيتا (*Elementeita*) ، وماجادى (*Magadi*) ودليلنا على ذلك انتشار الرواسب البحيرية القديمة حول هذه البحيرات . وتشير دراسة حفريات وطبيعة هذه الرواسب على حدوث ذبذبات مناخية ازداد المطر فى بعضها زيادة محسوسة فاتسعت تبعاً لذلك المساحات البحيرية التى خلفت وراءها بعد أن انضمرت شواطىء بحيرية قديمة .

وإذا أخذنا بهذه الأدلة لتبين لنا أن بحيرات نيفاشا وناكارو والمنتيتا كانت جميعاً متحدة فى مستوى بحيرى نجد آثاره عند ٢٠٢٨ متراً (شكل رقم ٤) . ويبدو أنه فى أثناء فترة مطيرة تؤرخ بنهاية البليوسين وأوائل البليستوسين امتلأ حوض بحيرة نيفاشا أولا حتى ممر جلجل (*Gilgil*) الذى يقع على ارتفاع ٢٠٠٦ متر ،

---

(١) انظر شكل ٢٩ ص ٣٥٥ من مؤلف "King (L. C.), *South African Scenery*".

ونصل آخر الأمر إلى الرواسب الحديثة لبحيرتى ألبرت وإدوارد ، وكذلك التكوينات النهرية التى تتمثل فى المستويات الدنيا للأرصفة التى تحف بالمجارى المختلفة وبخاصة المجارى الرئيسية ، ثم التراكمات المروحية التى يغطى بعضها مساحات كبيرة . وتكون هذه المراوح العنصر الجيومورفولوچى الأساسى للسهل عند تقابله بحافة جبل رونزورى [١] . وهذه التراكمات أحدث من رواسب مجموعة السمليكى التى توجد تحتها . أما عن اختلاف درجة تعميق المجارى الجبلية فيها — تعميقاً يبدو كبيراً ناحية الجبل وبسيطاً ناحية السهل — فهذا يدل على أن الحركة الأرضية المسئولة عن هذا التعميق ليست نتيجة لتغير فى مستوى القاعدة (*base level*) أو فى مستوى السمليكى بقدر ما هى نتيجة لحركة صعودية حديثة لكتلة رونزورى بالنسبة لسهل السمليكى [٢].

نستخلص مما سبق أن تكتونية الأخدود فى تفصيلاتها تبدو على جانب غير قليل من التعقيد ، ونستطيع أن نميز ثلاث حركات تكتونية رئيسية : الأولى حدثت قبل فترة كايزو ، والثانية بعد هذه الفترة وقبل فترة السمليكى ، أما الثالثة فقد تلت فترة إرساب مجموعة السمليكى . والظاهرة الجوهرية فى كل هذا هبوط وانهيار عام للقسم المتوسط من الأخدود على طول محوره وصعود للحافات التى تضمه من الجانبين . ولما كانت تكوينات الأخدود وبخاصة البحيرية منها تزداد سمكاً من الجنوب إلى الشمال فينبغى إضافة نوع آخر من الحركات مسئولة عن ميل قاع الأخدود كوحدة ناحية الشمال ، أى رفع الإقليم الجنوبى بالنسبة للإقليم الشمالى .

وقبل أن نترك هذا الفصل نحب أن نشير إلى ظاهرة مورفولوچية لقاع الأخدود ستبدو أهميتها عند الحديث فيما بعد عن تطور السمليكى . وهذه الظاهرة تتعلق بوجود بعض الجهات التى تبرز فيها صخور القاعدة الأركية القديمة على

---

(١) تكون هذه المراوح الرسوبية مراكز تجمع السكان نظراً لخصوبة تربتها .

(٢) كذلك يمكن تفسير ذلك بأنه مجرد تنظيم للقطاع الطولى للمجارى المائية فى رواسب تكدست عند قدم الجبل بدون أن يكون هناك ضرورة تستدعى تفسير ذلك بتغير فى مستوى القاعدة . انظر
Michot (P.), Le Ruwenzori et la pénéplaine du centre africain, *Trav. Cercle des Géographes Liègois,* fasc. 20, 1934, 37 pp.

السطح من بين التكوينات البحيرية التى أشرنا إليها . وتحد هذه الجهات من جميع الجوانب الانكسارات ، فهى والحالة هذه عبارة عن مناطق دفعتها إلى أعلى — بالنسبة لقاع الأخدود — انكسارات ثانوية ويمكن تبعاً لذلك اعتبارها من تضاريس الهورست . وتتجمع هذه التضاريس فى منطقة ضيقة فى النهاية الدنيا للسمليكى الأعلى ، وهى من الجنوب إلى الشمال : هورست كاباراتا (*Kaparta*) وتحاصره من جميع الجهـات تكوينات كايزو ، ثم هورست بينى (*Beni*) [١] ويفصله عن هورست كاباراتا أخدود صغير يتراوح عرضه بين كيلومتر واحد وثلاثة كيلومترات ، وتشغله هذه التكوينات . وبينما تحيط هذه التكوينات البحيرية بهورست بينى من الشمال والشرق والجنوب تظهر صخور القاعدة الأركية القديمة على جانبى الانكسار الذى يفصل حافة الأخدود الغربية عن هذه الكتلة المنفصلة عنها (شكل رقم ٧) .

* * *

وقد يكون من المفيد فى هذه المرحلة من البحث أن نستعرض مسألتين هامتين : المسألة الأولى تتعلق بالأدوار المطيرة فى إفريقية الأخدودية ومدى اتفاقها مع الأدوار الجليدية فى أوروبا أو الفترات المطيرة فى شمال إفريقية ، والمسألة الثانية تتعلق بخصائص الأرساب فى الأدوار المطيرة من ناحية وفى الفترات الجافة من ناحية أخرى .

يقبل معظم المؤلفين الرأى القائل بمعاصرة الفترات المطيرة فى إفريقية الشرقية للفترات الجليدية فى أوروبا . ويبدو أن فى هذا الرأى تعميماً يتعدى الواقع كما تشوبه المغالاة . فاذا أخذنا بالأدلة التى تجمعت من الدراسات الحديثة لوجدنا أن الفترات المطيرة الأفريقية لا تتفق فى بعض الأحيان والفترات

---

(١) يشق هذا الهورست من الشرق إلى الغرب فالق ثانوى مما يجعل البعض يراه مزدوجاً ، وفى هذه الحالة يقتصر اسم بينى على الشطر الجنوبى ، ويطلق اسم كالوموندو (*Kalumendo*) على الشطر الشمالى منه .

الجبلية عند خروجها من كتلة رونزورى وقد قطعت فى هذه المراوح أودية عميقة يصل عمقها إلى أربعين أو خمسين متراً ، ولكن هذا التعميق يقل ناحية سهل السمليكى .

هذه هى أنواع التكوينات القارية المختلفة التى تشغل قاع المنخفض فى تتابعها الاستراتيجرافى (الطباقى) وعلاقتها بعضها ببعض . وعلى أساس خصائصها ومميزاتها نستطيع الآن فى يسر وسهولة إلى حد ما الوصول إلى دلالاتها فيما يتعلق بتطور الأخدود .

أما أولى هذه التكوينات فأن مميزاتها وطبيعتها تدل على أنها من النوع اللاتيريتى وتنتمى إلى رواسب السطح التحاتى الذى تغطيه.. وهذا يتفق مع ما أشرنا إليه من أن سطح الكتلة القديمة تعرض فترات طويلة لعوامل التحات والتعرية التى استطاعت أن تصل به إلى مرتبة السهل التحاتى . فهى بذلك تكوينات قارية لسطح تحاتى . أما تكوينات كايزو فهى رواسب من نوع آخر لا تربطها صلة مباشرة بسطح تحاتى قديم ، ووجود ظاهرة عدم التوافق بينها وبين التكوينات الأولى من الناحية الاستراتيجرافية ، واقتصارها على قاع الأخدود يدل على أنها أرسبت بعد حركة تكتونية رئيسية هبطت بجزء من السطح التحاتى وتكويناته بين انكسارات أخدودية .

وقد رأينا أن هذه الطبقات فى معظمها أفقية مما يدل أيضاً على أن الانكسارات الرئيسية تقتصر على القاعدة القديمة ، أى أنها حدثت قبل تكوينات كايزو . ومع ذلك ففى بعض المواضع تبدو هذه التكوينات وقد تأثرت هى الأخرى بانكسارات مما يشير إلى حدوث تجدد فى نشاط الحركة التكتونية عقب إرسابها ، فأثرت انكسارات هذه الحركة على كل من القاعدة والرواسب البحيرية ، ولو أن تأثر هذه الأخيرة بها كان أقل من تأثر القاعدة القديمة الصلبة .

والسؤال الذى يتبادر إلى الذهن الآن هو أى السهول التحاتية قد أرسبت عليه هذه الرواسب البحيرية ؟ فأذا وصلنا إلى معرفة عمر ذلك السطح على وجه الدقة أمكن تحديد عمر هذه الرواسب وأمكن تحديد عمر الانكسارات . لا جدال

فى أننا نستطيع استبعاد السطح التحاتى القديم الكريتاسى ما دمنا نعرف أنه لا يوجد إلا على هيئة شواهد بسيطة غير مستمرة ، وبناء على ذلك تنحصر عملية الاختيار بين السطح الميوسينى والسطح البليوسينى . وجميع الدلائل فى هذه المرحلة من البحث ترجح السطح الأخير أى البليوسينى ، فتكوينات كايزو أرسبت –كما رأينا– بعد فترة تكتونية مهمة ، وتؤرخ هذه الفترة عادة فى وسط وشرق إفريقية بالبليوسين[1] . هذا بالإضافة إلى أنه فى المناطق المجاورة للأخدود مباشرة وبخاصة فى منطقة السمليكى الأعلى لا نصادف غير السهل التحاتى البليوسينى . وعلى أساس ذلك فأن هذه الرواسب بدأت تتكون فى البليستوسين الأدنى ، ولا بد أن نتوقع أن فترة إرسابها امتدت زمناً طويلا فشغلت جزءاً كبيراً من البليستوسين الأدنى والأوسط نظراً لسمك هذه التكوينات .

ثم أرسبت المجموعة الثانية من الرواسب البحيرية وهى التى تسمى بمجموعة السمليكى . ومن مميزاتها أنها أرسبت فى عدم توافق فوق تكوينات كايزو. وتوزيع هذه الرواسب وموقعها الطوبوغرافى غريب ، فنراها تشغل الأودية الرئيسية فى حين أن التلال التى تشرف عليها تتكون من مجموعة كايزو. ولا يمكن تفسير هذه الظاهرات إلا إذا تصورنا أن فترة الأرساب البحيرى الأول قد تلتها فترة نشاط للتعرية نُحتت خلالها الأودية ، ثم تكونت بحيرة ثانية طغت مياهها على الإقليم وأوديته من جديد ، ونجم عن ذلك إرساب مجموعة السمليكى على هذه الصورة . ويؤيد ما ذهبنا إليه معاودة النشاط التكتونى بعد فترة كايزو أى فى البليستوسين الأوسط والتى تأثرت تكويناتها به ، فى حين أن مجموعة السمليكى لم تتأثر بهذه الانكسارات لأنها لاحقة لها . ويمكن تأريخها بالبليستوسين الأعلى[2] .

---

(١) يظهر أن حركات الرفع (*epeirogenic*) الرئيسية التى حدثت فى البليوسين سبقتها حركات تمهيدية لها فى الميوسين .

(٢) يعتبر **Fuchs** هذه التكوينات من الفترة المطيرة الثانية المسماة بالدور الجامبلى فى الشرق الأفريقى .

ويستثنى من عدم السمترية أو عدم تناظر الجوانب شفرتا الأخدود جنوبى بحيرة إدوارد حيث ترتفع مناطق جبلية على كلا الجانبين تكاد تتساوى ارتفاعاتها البالغة ١٨٠٠ متر .

أما قاع الأخدود فتشغله تكوينات قارية مختلفة بعضها من أصل بحيرى . ومعرفة هذه التكوينات ودراستها على غاية كبيرة من الأهمية لأنها هى التى تحكى قصة الأخدود وتسرد مختلف الأحداث التى اتخذته مسرحاً لها . والتتابع الاستراتيجرافى (الطباقى) لهذه التكوينات فى صورته المبسطة جداً هو كما يلى ابتداء من أسفل إلى أعلى[١] :

١ — تكوينات قارية يبلغ سمكها نحو عشرة أمتار وترتكز على القاعدة الأركية القديمة . وتتألف أولاً من قشرة صلبة حصوية اشتقت عناصرها المكونة لها من الصخور القديمة نفسها ولا يتعدى سمكها بضعة عشرات من السنتيمترات ، تغطيها رمال خشنة فلسباتية وطفلية غير طباقية تتضمن رواسب حديدية .

٢ — تغطى هذه التكوينات فى غير توافق أو استمرار رواسب من نوع آخر تعرف باسم رواسب أو تكوينات كايزو (*Kaiso beds*) ، ويبلغ سمكها فى المتوسط حوالى ٢٤٠ متراً . وهى تكوينات بحيرية فى مجموعها تغطيها

---

(١) *a*) Wayland (E. J.) and others, The Geology and Paleontology of the Kaiso Bonebeds, *Geol. Survey of Uganda*. Occ. Paper No. 2, 1926, Entebbe. & Short Lexicon of Uganda Stratigraphy, *Geol. Surv. of Uganda*, Bull. No. 2, 1935, 10 pp. Entebbe.

b) Fuchs (V. E.). The Geological Works of the Cambridge Expedition to the East African Lakes 1930-1931, *Geol. Mag*. Vol. LXXI, London 1934, pp. 97-112 et pp. 145-166, & Extinct Pleistocene Mollusca from Lake Edward, Uganda, and their Bearing on the Tanganyika Problem, *Journ. Lin., Soc. of London*, Vol. XL, 1936, pp. 93-106.

c) Lepersonne (J.). Le fossé tectonique lac Albert-Semliki-Lac Edouard, Résumé des observations géologiques effectuées en 1938-1939-1940. *op. cit.*

طبقة رقيقة من الرماد والطوفا البركانية على مساحات كبيرة . وتبلغ أقصى سمك لها فى وسط الأخدود بعيداً عن الحافات ، كما يتمثل هنا أيضاً طابعها البحيرى فى أكمل صورة . وتوجد هذه الرواسب فى أنحاء متفرقة من الأخدود . . فى السمليكى الأدنى والأوسط والأعلى ولو أن سمكها فى القسم الجنوبى من الأخدود أقل من سمكها فى القسم الشمالى منه .

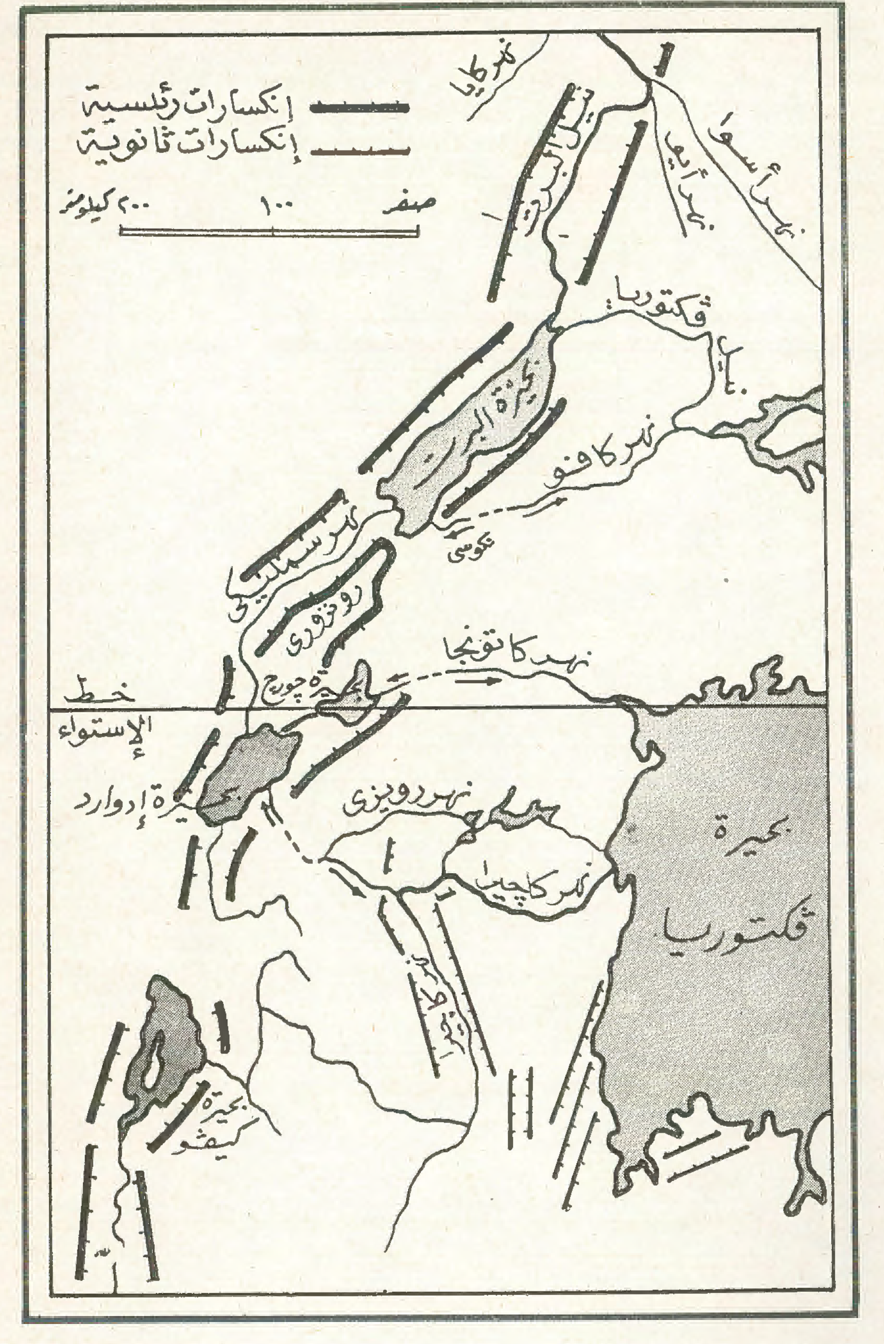
وهذه الطبقات أفقية ، ولكنها بالقرب من حافات الأخدود قد تميل طبقاتها وقد يصل الميل فيها إلى ثلاثين أو أربعين درجة . ويلاحظ أنه فى حالة ما إذا أزالت التعرية هذه الرواسب وكشفت عن صخور القاعدة لوجدنا أن درجة الميل فى هذه الأخيرة كبيرة بحيث تقترب انحداراتها من العمودية ، ولوجدنا آثاراً للانكسارات متعددة . وبذلك تبدو تكوينات كايزو أقل تأثراً بهذه الانكسارات من القاعدة القديمة .

٣ — تلى هذه الرواسب وفى غير توافق أيضاً تكوينات بحيرية أخرى يطلق عليها اسم مجموعة السمليكى ، وهى أكثر انتشاراً فى توزيعها من التكوينات السابقة ، وتشغل بوجه خاص الجزء المتوسط فى الأخدود ما بين بحيرتى ألبرت وإدوارد ، ويتراوح سمكها فى الجنوب فى إقليم بحيرة إدوارد بين أربعين وخمسين متراً فى حين يتعدى سمكها فى الشمال مائة متر ، وتنتهى هى الأخرى بطبقة غير سميكة من الرماد البركانى[١] .

٤ — ونصادف أخيراً رواسب أحدث تتضمن رواسب بحيرية ونهرية مختلفة ثم تراكمات ودالات مروحية سميكة . ويبلغ ارتفاع هذه التراكمات مائتى متر فوق مستوى السهل ، كما تصل أقطارها إلى ثلاثة أو أربعة كيلومترات . وتقع هذه الأرسابات الضخمة عند مخارج المجارى الرئيسية من جبل رونزورى ، وكثيراً ما تمتد منها ألسنة من الحصى تغطى تكوينات السمليكى . ونجد المجارى

---

(١) مصدر هذا الرماد براكين كاتوا (*Katwe*) الواقعة إلى الجنوب من كتلة رونزورى والتى انبعثت من فوهاتها كميات كبيرة من الرماد البركانى غطت كل القسم الجنوبى من أخدود السمليكى ، ولكن هذه البراكين لم تلفظ طفوحاً أو سيولا بركانية (لافا) .



شـكل (٣)

الأخدود الغربي أو الأخدود النيلي

يبدو الأخدود – كمعظم الأخاديد الأخرى – على شكل منطقة منخفضة عميقة بين أقاليم مرتفعة يتكون معظمها من صخور القاعدة الأركية القديمة النارية والمتحولة . ويتجه جزؤه الشمالي من بحيرة ألبرت حتى جبل رونزورى من الشمال الشرقى إلى الجنوب الغربى ، ثم ينحرف جنوب ذلك ليصبح من شمال الشمال الشرقى إلى جنوب الجنـوب الغربى من رونزورى حتى بحيرة كيڤو .

ويمتاز عرض الأخدود بأنه متغير لا يثبت على اتساع معين . فهو يتراوح ما بين أربعين وخمسين كيلومتراً عند بحيرة ألبرت وفى السمليكى الأدنى ، وما بين عشرة وخمسة وعشرين كيلومتراً فى السمليكى الأوسط والأعلى ، ويصل عرضه إلى سبعين كيلومتراً عند بحيرة إدوارد ، ثم يضيق بعد ذلك فى فرع الأخدود الذى يمتد ناحية بحيرة كيڤو عبر السلسلة البركانية . وكذلك درجة ارتفاع حوائط الأخدود فهى الأخرى غير منتظمة ، وتختلف اختلافاً بيناً من جهة إلى أخرى ، فضلا عن أن كثيراً منها قد يرتفع ارتفاعاً كبيراً من ناحية الغرب ولا تقابله غير مناطق متوسطة الارتفاع من ناحية الشرق ، والعكس صحيح أيضاً كما يتضح مما يأتى :

١ – تحد بحيرة ألبرت من الغرب منطقة جبلية يصل أقصى ارتفاع لها ٢٤٠٠ متر ، فى حين تشرف على البحيرة من الجهة الشرقية هضبة منتظمة يتراوح ارتفاعها بين ١٢٠٠ و ١٤٠٠ متر .

٢ – وتطل على السمليكى الأوسط من الغرب هضبة منتظمة أيضاً يبلغ ارتفاعها ألف متر ولا يتعدى ١٢٠٠ متر ، بينما تقوم إلى شرقه كتلة رونزورى التى ترتفع قممها إلى أكثر من ٥٠٠٠ متر .

٣ – وتشرف على بحيرة إدوارد من الغرب كتلة جبلية قوية يصل ارتفاعها إلى ٣٣٠٠ متر . أما الجانب المقابل فعبارة عن هضبة يتراوح ارتفاعها ما بين ١٨٠٠ و ٢٠٠٠ متر .

فالوادى الأخدودى الحقيقى هو الذى يتكون نتيجة هبوط منطقة ضيقة بين انكسارات متوازية . ويتضح من الأشكال التى تصور ذلك أن سطح الجزء الهابط (القاع) هو فى الأصل جزء من السطح العلوى ولكنه غير مكانه ، وأن الحوائط عبارة عن حوائط الفوالق الأساسية .

على أنه يلاحظ أنه ليس هناك واد أخدودى فى إفريقية — فيما عدا حوض بحيرة ألبرت ، والحائط الجنوبى الشرقى فيه بصفة خاصة ، نستطيع أن نعتبره حائط الفالق الحقيقى (*Fault Scrap*) ، فمعظم الحوائط الأخرى ينطبق عليها التعبير الجيومورفولوچى *Fault Line Erosion Scrap* أو *Fault Line Scrap* ، أى أنها حوائط خطوط الفوالق ، وعوامل التعرية مسئولة عنها ، فى حين أن اتجاهاتها تتفق والاتجاهات التكتونية الأصلية[1] .

وقد أمكن على ضوء الدراسات الحديثة تتبع التطور الجيومورفولوچى لهذه الجهات . فقد حدثت فى أواخر العصر الجوراسى حركة انثناءات صحبتها أحياناً فوالق وحفظت الرواسب الجوراسية وما تلاها من الطبقات الرسوبية القارية فى أماكن الثنيات المقعرة ، فى حين شكلت دورات التحات المتعاقبة منسوباً على الجهات المرتفعة . وفى أواسط الزمن الثالث ارتفعت هذه الجهات وتأثرت بالفوالق من جديد على طول خطوط الانكسارات القديمة ونحتت الرواسب الرخوة على طول الأودية الانكسارية خلال الميوسين ، فبدت حوائط جديدة من عمل التعرية التى أزالت الرواسب الرخوة[2] . وهذا النوع من الحوائط هو ما يسمى بحوائط خط الفالق تمييزاً له عن حوائط الفالق التى تنسب إلى الحركة التكتونية نفسها . وقد حدثت معظم الانكسارات الحديثة التى تعزى إلى البليوسين والبليستوسين فى نفس مواضع الفوالق القديمة مجددة طوبوغرافيتها ، فتكونت بذلك أخاديد جديدة متدخلة فى طوبوغرافية قديمة . ومعنى ذلك أن حركات القشرة الأرضية المسئولة عن تكوين الأخاديد تجددت عدة مرات

(١) Dixey (F.), *Erosion and Tectonics in the African Rift System, op. cit.*

(٢) هذه الأودية الانكسارية الأولى تسمى : Ancestral rifts

وفى فترات متباعدة ، فهناك أجزاء من الأخدود الحالى كانت موجودة خلال العصر الكريتاسى وربما قبل ذلك ، هذا ولو أنه يظهر أن كثيراً من الحافات الكبيرة ترجع حركة تكوينها الأساسية إلى عهد متأخر يؤرخ بأواسط البليستوسين أو نهايته .

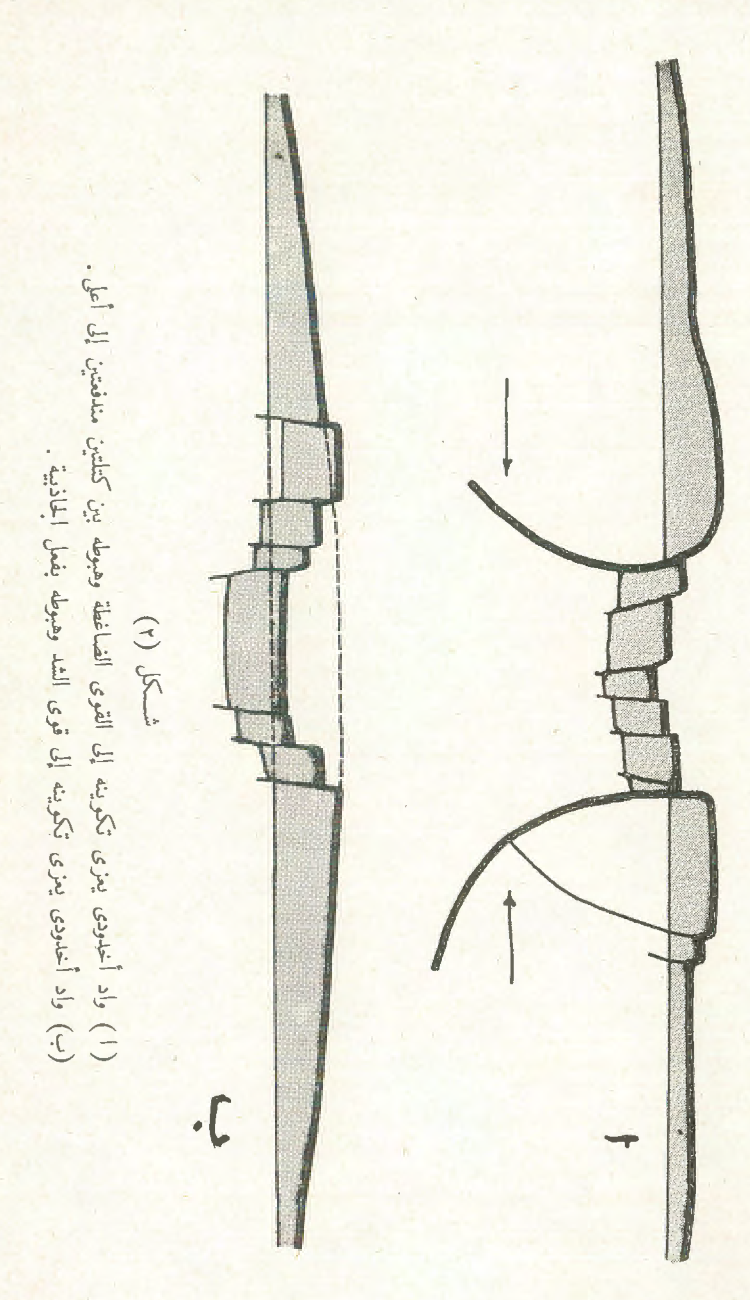
وهناك من الحافات ما يبدو على شكل حوائط للانكسارات أو لخطوط الفوالق ولو أن أصلها مختلف ، مثال ذلك حوائط التعرية التى تفصل ما بين سطح تحاتى قديم أعلى ، وسطح تحاتى أحدث وفى مستوى أقل . كما أن عوامل التعرية شكلت فى كثير من الأحيان فى جهات الصخور الرخوة أشكالا تشبه الأودية الانكسارية ذات حافات تكاد تكون مستقيمة تطل على هذه المناطق المنخفضة ، ويلاحظ ذلك بوجه خاص على طول مناطق اتصال الكتل الجرانيتية المتدخلة بالصخور الرخوة . فحافة أوغندا تقوم على شكل حائط واضح مستمر غربى بحيرة رودلف ، ويمكن تتبعها بسهولة مسافات بعيدة ، وهى حائط من حوائط التعرية[1] ، ويشبهها فى ذلك الحافة الحبشية الجنوبية التى تكون الحد الشمالى لكينيا .

وقد اتجه الرأى بادىء الأمر إلى تفسير معظم الظاهرات بالتكتونيات ، وغالى البعض فى هذا الاتجاه وأهملوا تأثير التعرية . ومما ساعد على ذلك أن كثيراً من الفوالق تجرى متفقة واتجاهات البنية القديمة (أو الفوالق القديمة) ففوالق الإقليم المكون من صخور الجنيس شمال خليج كاڤيروندو (Kavirondo) تتفق واتجاهات البنية فيه ، ومن الطبيعى جداً فى مناطق متسعة كمناطق الأخدود الأفريقى أن تؤثر البنيات القديمة واتجاهاتها على اتجاهات الفوالق وأشكالها .

٣ — الأخدود الغربى النيلى

نقصد بالأخدود الغربى النيلى القسم الشمالى من الفرع الغربى للأخدود والذى يتضمن بحيرتى ألبرت وإدوارد ووادى السمليكى (شكل رقم ٣) . وسنعنى بدراسته لاتصاله بالنيل .

(١) تجرى أحياناً موازية لبنية جنيسية .



شكل (٢)

(ا) واد أخدودى يعزى تكوينه إلى القوى الضاغطة وهبوطه بين كتلتين مندفعتين إلى أعلى.

(ب) واد أخدودى يعزى تكوينه إلى قوى الشد وهبوطه بفعل الجاذبية.

الصخر من ناحية وحدوث الانثناء أو الانكسار من ناحية أخرى ، فمما يسترعى النظر أن يتحول الانكسار فى غالب الأحيان إلى انثناء عندما يتغير نوع الصخر من الجرانيت ليحل محله الجنيس[1] .

ولا يقتصر الاختلاف بين الأخدودين على ما ذكرنا بل يتعداه إلى الاختلاف الذى يبدو عندما نطبق عليهما النظريتين المعروفتين عن أصل الأخاديد . فهناك الرأى الذى يقول بأن الأودية الأخدودية تعزى أساساً إلى القوى الضاغطة أكثر من قوى الشد ، أى أن الأخاديد لا تعتبر كتلا هابطة بفعل الجاذبية بين انكسارات تلتقى إلى أسفل ولكنها تعتبر كتلا اضطرت إلى الهبوط نتيجة اندفاع ما يحيط بها إلى أعلى (شكل رقم ١٢) . ويظهر أن معظم الانكسارات فى الأخدود الغربى من هذا النوع ، إذ تشير الدراسات إلى تحول بعض الصخور على جانبى أخدود ألبرت بفعل الضغط[2] كما تشير إلى اختفاء بعض الرواسب البحيرية القديمة حول بحيرة ألبرت تحت جوانب الأخدود الزاحفة عليها .

أما أصحاب نظرية الشد فيجدون فى انكسارات الأخدود الشرقى غايتهم ، ويعززون آراءهم بتقوس الهضبة الأفريقية بالقرب من الأخدود ، ومعنى ذلك أنهم يفسرون الأخدود بهبوط قمة القوس بين قوى تسحب إلى أسفل (شكل رقم ٢ ب) . وما زالت الانكسارات التى تعزى إلى قوى الشد أكثر عدداً .

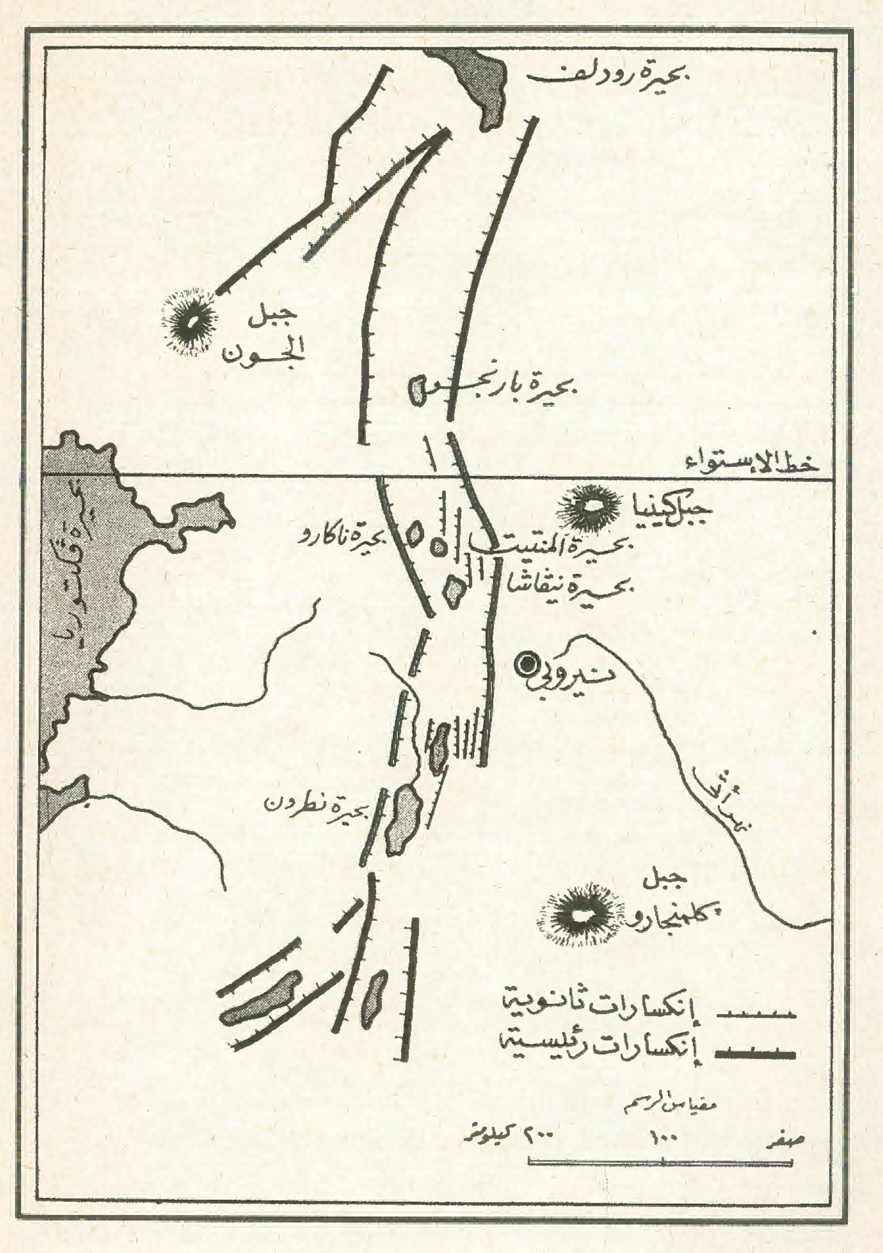
* * *

وتختلف مورفولوچية الأخدود الغربى المتصل بالنيل عن مورفولوچية معظم الأخاديد الأخرى فى الشرق الأفريقى فى أن صفات الأخدود الحقيقى تنطبق عليه .

---

(١) انظر ص ٤٩ من :
Willis (B.), *East African Plateaus* and *Rift Valleys*, Published by Carneige Inst. Washington, 1936, 358 pp.

(٢) بنية الصخور الميوسينية فى منطقة خليج كاڤيروندو شرق بحيرة ڤيكتوريا تدل أيضاً على وجود قوى ضاغطة حولت هذه الصخور فى هذه المنطقة .



شكل (١)

الأخدود الشرقى أو أخدود كينيا (عن ب. ويليس B. Willis)

مستقيم شديد الاستقامة والبعض الآخر تتداخل فيه نتوءات تجعله يبدو أقل استقامة. وفى حالات كثيرة تضيق المسافة بين حافات الأخدود المتقابلة وتقترب إلى درجة تسمح للمرء برؤية إحداها من الأخرى بالعين المجردة.

وقيعان الأخاديد مستوية بفعل الأرساب فيها. ولا يضطرب استواؤها إلا نتيجة أمرين: أولها: النشاط البركانى وما يتبعه من تكوين تضاريس بركانية يمكن التعرف على أشكالها بسهولة، وثانيهما: الانكسارات والفوالق الثانوية وهى انكسارات مستعرضة بالنسبة لاتجاهات الفوالق الرئيسية، وينشأ عنها تقسيم قاع الأخدود إلى عدد من الأحواض الثانوية.

ومن المعروف أن للأخدود فى هضبة البحيرات فرعين: فرع شرقى وآخر غربى. أما الأخدود الشرقى الذى نستطيع أن نطلق عليه أيضاً اسم أخدود كينيا فجوانبه ليست مستقيمة تماماً، إذ كثيراً ما تتدخل بعض أجزاء الهضبة وتبرز فيه، كما تتقدم حافاته فوالق متوازية على هيئة ألسنة أو درجات تطمس أحياناً معالم الحافة (شكل رقم ١). ولئن كان جانبا الأخدود قويين مرتفعين إلا أن الجانب الشرقى أقل انتظاماً من الجانب الغربى. وقاع الأخدود أبعد ما يكون عن الاستواء لكثرة ما أصابه من فوالق طولية ثانوية من ناحية وفوالق مستعرضة من ناحية أخرى.

أما الأخدود الغربى — المتصل بالنيل — فيمتاز بحافاته العالية من ناحية الكنغو. على أن صفات الأخدود تختفى فيما بين بحيرتى ألبرت وإدوارد لاعتراض كتلة رونزورى الضخمة التى تقع فى محور الأخدود مرتفعة ارتفاعاً فجائياً عما حولها من الأقاليم. وهذه الكتلة ليست بركانية ولكن صخورها تنتمى إلى نفس صخور الهضبة القديمة، وقد اندفعت إلى أعلى بفعل انثناء عمودى (*Flexure*) وانكسارات متعددة من النوع السلمى (*Step Faulting*). هذا ولئن بدت الانكسارات واضحة فى النهاية الشمالية لجبل رونزورى على كلا الجانبين إلا أن تأثيرها فى رفع كتلة رونزورى عموماً يحتل مرتبة ثانوية إذا ما قورن بتأثير الانثناء. وبهذه المناسبة نشير إلى أن هناك علاقة بين نوع

كتابه عن تضاريس إفريقية الجنوبية (١) وبعد أن نشر عدة مقالات شرح فيها آراءه (٢) .

ولم يعن المؤلفون الدارسون كثيراً بطريقة تكوين السطوح التحاتية الأفريقية قدر عنايتهم بدراسة أشكال هذه السطوح ومستوياتها وتوزيعها ثم تأريخها . وكان مفهوماً ضمناً أنها سطوح يمكن تفسيرها على أساس نظرية وليام موريس ديفيز (W. M. DAVIS) فى الدورة التحاتية العادية .

ولكن كنج (L. C. KING) يقرر أن تكوين السطوح التحاتية عامة والأفريقية منها خاصة لا يمكن تفسيرها بالتعرية العادية أو بالدورة التحاتية كما وضعها و. م. ديفيز ، بمعنى أن هضاب إفريقية ليست نتيجة لتخفيض مستمر للمنحدرات الجبلية والتلال ، ولكن نتيجة لتراجع الحافات أو الجبهات الجبلية ، ويطلق على هذه العملية الأخيرة لفظ *pediplanation* للتفرقة بينها وبين عملية *peneplanation* لديفيز .

٢ – الأخاديد

من أهم الظاهرات فى الهضبة الانكسارات ، خاصة وأن الهضبة – كما هو معروف – تمثل جزءاً من إقليم انكسارى يعتبر أعظم وأكبر إقليم انكسارى فى العالم ، وفوالقه تعد من أكبر ظاهرات القشرة عموماً إذ تمتد من نهر الزمبيزى جنوباً حتى شمال سورية ، وبذلك يمكن تتبعها من موزمبيق إلى الحبشة فالبحر الأحمر ثم البحر الميت وسورية ، أى مسافة ٧٠٠٠ كم . وهذا الكسر الكبير من أهم مميزات البنية الأفريقية .

---

(١) King (L. C.), *South African Scenery*, *op. cit.*

(٢) King (L. C.), The Study of the World's Plainlands : A New Approach, to Geomorphology, *Quart. Journ. Geol. Soc.* London 1950, Vol. 106, pp. 101-131 ; Cannons of Landscape Evolution, *Bull. Geol. Soc. America,* 1953, Vol. 64, pp. 721-752.

ولا تقتصر أهمية هذه الكسور على امتداداتها الكبيرة ، ولكنها مهمة بما أوجدته من ارتفاعات وانخفاضات ، فجبل رونزورى بين بحيرتى ألبرت وإدوارد عبارة عن كتلة أرضية اندفعت إلى أعلى ، ويبلغ ارتفاعها خمسة كيلومترات ، فى حين أن مستوى سطح البحيرات لا يكاد يربو على ألف متر . أى أن قوة الحركة الانكسارية تعادل أربعة كيلومترات تقريباً .

وعلى الرغم مما للتعرية من قوة فى هذه المنطقة فأنها لم تقو بعد على التغلب على هذه العقبات الهائلة ، ومن هنا كان جريان الأنهار غير منتظم ، فنرى الأنهار تارة قد اعترضتها الشلالات العظيمة ، وطوراً قد قل انحدارها لدرجة أن المياه تنتشر على شكل بحيرات ضحلة أو مستنقعات . ونتيجة للفوالق تجمعت المياه على شكل بحيرات مستطيلة فى الأخاديد أو فى بحيرات متسعة على سطح الهضبة بين فوالق ثانوية هبطت معها بعض الأجزاء هبوطاً بسيطاً بالنسبة لهبوط مناطق الأخاديد الرئيسية .

ومما يزيد من أهمية هذه الأخاديد من الناحية الطوبوغرافية موقعها وسط السهول التحاتية المنتشرة انتشاراً كبيراً فى إفريقية . فهذه الهوات السحيقة فى السطح يكتشفها الإنسان أثناء تجواله على سطح الهضبة المستوية على غير انتظار ودون سابق إنذار .

ولما كان حوض النيل يمتد فى جزء من هضبة البحيرات فقد تأثر بهذه الظاهرات . فتتمثل فيه البحيرات الأخدودية المستطيلة وكذا البحيرات التى تشغل منخفضات طوبوغرافية فى سطح الهضبة . وتأثر مجرى النيل بدوره بنتائج الحركات التكتونية هذه ، فهو على سطح الهضبة وفى الأخدود هادىء متباطىء فى معظم الأحيان ، وإذا اعترضت سبيله الجنادل والشلالات فهى غير كبيرة . ولكن إذا انتقل النهر من سطح الهضبة ليدخل فى الأخدود كان لزاماً عليه أن يندفع فوق شلالات كبيرة نظراً للاختلاف الكبير فى المستوى بين المنطقتين .

ولا تختلف حافات الأخدود عن مثيلاتها من الحافات الانكسارية المنتشرة على وجه الأرض . فبعضها شديد الانحدار والبعض الآخر قليل الانحدار ، وبعضها

التعرية والتحات إلى حركات الرفع القارية أو انخفاض مستوى البحر ، ولكن يظهر أن نشاط التعرية الذى بدأ فى الكريتاسى الأدنى هنا كان سببه تكوين ساحل إفريقى جديد نتيجة لتزحزح أو هبوط الكتل القارية المجاورة . وانتهى تشكيله فى عصر الميوسين .

(ج) سطح الزمن الثالث المتأخر :

ابتدأت دورة تحاتية جديدة خلال عصر الميوسين بعد أن تعرضت جهات الهضبة لحركات القشرة التى أشرنا إليها فى أواسط الزمن الثالث الجيولوجى . واستمر عملها حتى عصر البليوسين . وهذه الدورة هى المسئولة عن تكوين هذا السطح البليوسينى الذى يوجد فى أوغندا فى مستوى أقل من مستوى السطح الأفريقى بحوالى ١٥٠ متراً .

والخلاصة أن الجيولوجيين البريطانيين يميزون فى أوغندا والشرق الأفريقى ثلاثة مستويات هى السطح التحاتى الجوراسى أو الجوراس الكريتاسى ، والسطح التحاتى الميوسينى ، والسطح التحاتى البليوسينى . وتبلغ أقصى ارتفاعاتها بالترتيب ١٨٠٠ ، ١٥٠٠ ، ١٢٠٠ متر . وتدل الدراسات التى قام بها الجيولوجيون البلجيكيون [١] فى المناطق الواقعة غربى أخدود ألبرت على وجود ثلاثة مستويات رئيسية أيضاً ، يوجد أولها على ارتفاع يتراوح بين ١٧٠٠ ، ١٩٠٠ متر ، والثانى بين ١٢٠٠ ، ١٤٥٠ متر ، والثالث بين ٨٠٠ ، ١١٠٠ متر ، كما أن مميزات كل من هذه السطوح تتفق ومميزات السطوح المقابلة لها على الجانب الآخر من أخدود ألبرت حيث تتعاقب ثلاث دورات جغرافية رئيسية متشابهة . على أنه بالرغم من ذلك فأن الاختلافات موجودة بين هذه السطوح ، فقد رأينا مثلا أن السطح الميوسينى أو الأفريقى فى أوغندا هو أهمها جميعاً سواء من ناحية انتشاره ومساحته أو من ناحية انتظامه . أما فى الكنغو فأكبر السطوح هو السطح البليوسينى ولو أنه غير منتظم كثيراً .

(١) Lepersonne (J.), Le fossé tectonique Lac Albert - Semliki - Lac Edouard, Resumé des observations géologiques effectuées en 1938-1939-1940. Mém. *Soc. Géol. de Belgique,* t. 72, 1949, pp. 3-91.

وهناك نوعان من المشكلات التى تتعلق بهذه السطوح التحاتية : النوع الأول منها خاص بالتعرف على مستوياتها المختلفة ، أما النوع الثانى فيرتبط بكيفية تكوينها وإيجادها .

قد يبدو طبعياً تأريخ سطح من السطوح التحاتية بمدى ارتفاعه عن سطح البحر ، بمعنى أن أكثرها ارتفاعاً هو أقدمها . ففى منطقة خليج كافيروندو توجد ثلاثة مستويات مختلفة اعتبرت فى بادىء الأمر ممثلة للسطوح الثلاثة التى أشرنا إليها ، ولكن الدراسات التحليلية أثبتت أن كثيراً من الأقسام التى اعتبرت من أعمار مختلفة تنتهى إلى سطح واحد تأثر بحركات تكتونية رفعت أجزاءه إلى مستويات مختلفة .

وعلى ذلك فانه يحسن للتعرف على المستويات المختلفة وتأريخها عدم الاعتماد دائماً على طريقة الارتفاع النسبى لكل سطح ، وإنما يجب تتبع هذه المستويات فى الطبيعة أولا ، ثم محاولة تأريخها بما قد تتضمنه من رواسب بحيرية أو مواد بركانية بعد ذلك .

وقد اهتم بعض المؤلفين بتعيين الفترة التى تم خلالها تشكيل كل سطح من هذه السطوح [١] ، فاستغرق تشكيل وإتمام السطح الأول أربعين مليون سنة ، والسطح الثانى خمسة وثلاثين مليون عاماً ، أما السطح الثالث فلم يستغرق تشكيله أكثر من خمس عشرة مليون سنة . ومعنى ذلك أن مراحل السكون التى استغلتها عوامل التعرية المختلفة لتكوين هذه السطوح كانت تقل أطوال فتراتها الزمنية بين كل أزمة أرضية وأخرى ، وفى هذا ما يفسر وجود هذه السطوح على ارتفاعات مختلفة على هيئة درجات يعلو بعضها فوق بعض .

أما عن الكيفية التى وصلت بها التعرية إلى تكوين هذه السطوح التحاتية فقد ثار حولها نقاش فى السنين الأخيرة ، وخاصة بعد أن نشر كنج (L. C. King)

(١) Cahen (L.), *Géologie du Congo Belge,* Liège, 1954, 577 pp.

هضبة البحيرات

١ — السطوح التحاتية

تعرضت القارة الأفريقية منذ انفصالها عن بقية جندوانا لحركات رفع متعاقبة أدت إلى تشكيل وإيجاد عدة سطوح تحاتية . وهذا من شأنه أن يشحذ همم الجيومورفولوجيين ، فهم يميلون إلى الكشف عن هذه السطوح وتتبعها وتأريخ فترات تكوينها وتحديد العوامل المسئولة عن تشكيلها .

ويميز الدارسون [١] لهذه السطوح ثلاثة منها كبيرة : فأقدمها سطح يدعى سطح جندوانا ، يليه فى القدم السطح الأفريقى ، وأحدثها سطح يسمى سطح الزمن الثالث المتأخر .

(ا) سطح جندوانا :

هو أقدم السطوح وأكثرها ارتفاعاً ، ويتوج الجهات المرتفعة فى هضبة البحيرات فى كينيا وأوغندا حيث نجده على ارتفاع ٢٥٠٠ متر .

وقد تكون قبل أن تتقطع أوصال القارة الجندوانية الكبيرة ، فيؤرخ بانتهاء فترة تشكيله أى بالعصر الجوراسى أو الكريتاسى الأدنى .

(١) a) Dixey (F.), Erosion and Tectonics in the East African Rift System, *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, Vol. CII, part 3, 1946, pp. 339-388 & Erosion Surfaces in Africa : Some Considerations of Age and Origin, *Trans. Geol., Soc. S. Africa*, Vol. 58, 1955, pp. 265-280.

b) Shackleton (R. M.), A Contribution to the Geology of the Kavirondo Rift Valley, *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, Vol. CVI, part 4, 1948, pp. 345-392.

c) King (L. C.), *South African Scenery*, 2nd Ed., London 1951, 379 pp.

وتنتشر آثار هذه الدورة متفرقة غير متجمعة نظراً لما قامت به الدورة التالية — وهى الدورة الأفريقية — من تقطيع ذلك السطح الذى يتمثل فى القمم المستوية من مختلف التلال التى تبرز من السطح العام . وتكون هذه التلال المتخلفة ذات القمم المستوية والجوانب الشديدة الانحدار عنصراً هاماً من عناصر التضاريس .

وتمتاز شواهد سطح جندوانا فى العادة بغطاء سميك من اللاتريت نتيجة للمناخ الحار الرطب ، كما أن مستوياتها تزداد ارتفاعاً كلما اتجهنا نحو الغرب . ويتضح ذلك بوجه خاص فى أوغندا حيث تصل هذه المستويات عند حافة الأخدود الغربى وعند رونزورى إلى أكثر من ١٦٠٠ متر . ولكنها تصل فى كتلة رونزورى نفسها إلى أكثر من ٤٠٠٠ متر نتيجة للانكسارات التى دفعت جبل رونزورى إلى مستوى مرتفع .

ويمكن التعرف على هذا السطح فى التلال المختلفة ذات القمم المستوية فى السودان . وعند تتبع هذه التلال شمالا نجدها وقد اتحدت مكونة سهلا متسعاً يغطيه اللاتريت ، ولا يلبث أن يختفى تدريجياً فى منخفضات تغطيها رواسب سميكة .

(ب) السطح الافريقى :

وهو أهم السطوح الثلاثة وأكثرها استواء وأكبرها اتساعاً . ويتخذ فى هضبة البحيرات اسم السهل التحاتى لبوجندا حيث وصل إلى درجة كبيرة من الكمال . وهو أكبر سهل تحاتى فى إفريقية .

ويوجد فى الجهات التى يتمثل فيها جنباً إلى جنب مع سطح جندوانا القديم على ارتفاع يقل نحو ٤٠٠ متر عن هذا السطح الأخير . ويتراوح ارتفاعه فى هضبة البحيرات ما بين ١٢٠٠ ، ١٥٠٠ متر .

ويبلغ ذلك السطح أقصى ارتفاعه فى أوغندا شأنه شأن سطح جندوانا ، وتكسو سطحه طبقة من اللاتريت أقل سمكاً هنا منها على سطح جندوانا .

وقد بدأت الدورة التحاتية المسئولة عن تشكيله وتحقيقه فى الكريتاسى الأدنى ، أى فى الوقت الذى تفككت فيه قارة جندوانا . وفى العادة ينسب نشاط دورات

ثانيهما : الأجهزة البركانية المتعددة التى تقوم وترتكز على الأشكال القديمة فتضيف إليها مورفولوجية جديدة شابة .

وهكذا يصبح الشرق الأفريقى غنياً بالأشكال الطوبوغرافية نتيجة لنشاط العوامل التكتونية فى الأزمنة الحديثة بعد أن كان فقيراً فى أحداثه الجيولوجية أثناء العصور الأولى من تاريخ الأرض .

* * *

وإذا كانت جهات الشرق الأفريقى عموماً وهضبة البحيرات خاصة قد تأثرت بحركات القشرة الباطنية بصورة عنيفة أسفرت عن أخاديد وبراكين ، فأن معظم الكتلة الأفريقية لم يعتوره غير تموجات ذات قطر كبير هبطت معها بعض الأجزاء فكونت منخفضات متسعة تفصلها مرتفعات ضيقة نسبياً .

وقد كان لمثل هذه البنية تأثير كبير على الهيدروغرافيا . فقارة إفريقية تعتبر قارة المنخفضات أو الأحواض المقفلة تماماً أو التى تتصل بالخارج بواسطة فتحات ضيقة . وهذا يفسر اتساع وانتشار الجهات التى تنصرف مياهها إلى الداخل ، أى إلى بحيرات ، ولا تنصرف مياهها إلى المحيط . فالمنخفض الذى تقع فيه بحيرة شاد فى الشمال وكذلك منخفض بحيرة نجامى فى الجنوب يمثلان هذا النوع من التصريف الداخلى ، كما نجد نفس الظاهرة فى منطقة الأخدود الشرقى حيث ينتهى نهر أومو فى بحيرة رودولف .

وتدل الدراسات المتعلقة بهذا الموضوع على أن أكثر من نصف إفريقية لا تذهب مياهه إلى المحيط (٥٣ ٪ تقريباً) ، وهذه نسبة كبيرة بالقياس إلى القارات الأخرى . ولا شك فى أن المناخ يفسر ذلك إلى حد ما . فالصحارى وأشباه الصحارى متسعة منتشرة ومياهها لا تنصرف إلى المحيط لقلة كمية المطر ولسرعة البخر . فأذا استطاعت أن تجرى فى بعض الأودية جرت لمسافات قصيرة ثم تجف قبل أن تصل إلى البحر . على أن للتضاريس وأشكالها الحوضية دخلا كبيراً فى شيوع نظام التصريف النهرى الداخلى فى القارة .

وحتى الأنهار الكبرى يلوح أنها لم تنج من مصير كهذا إلا بأعجوبة ونتيجة لمجهود جبار . فتضاريس حوض الكنغو تلائم التصريف الداخلى كل الملاءمة ، فهو حوض تحيط به المرتفعات من كل جهة ، بما فى ذلك الناحية الغربية — ناحية البحر — ولكن الأمطار الاستوائية الغزيرة هى التى سمحت لنهر الكنغو باجتياز العقبة الهائلة التى تتمثل فى جبال كريستال الساحلية والتى يقطعها النهر فى خانق طوله ٤٠٠ كم تقريباً .

ونرى النيجر بدوره يكاد يكون فى خطر من أن يفقد مياهه فى رمال الصحراء قبل أن يصل مدينة تمبكتو . ولقد كان ينتهى بالفعل فى هذه المنطقة بدلتا داخلية فى زمن قريب من الناحية الجيولوجية ، ثم اتصل به نهر آخر جذبه إليه وأخذ بيده حتى البحر . والنيل نفسه كان خليقاً بأن يضيع لعدم توافر الانحدار فى منطقة مستنقعات بحر الغزال وبحر الجبل وفى منطقة حوض النيل الأبيض لولم تأت لنجدته مياه السوباط أولا ثم النيل الأزرق ثانية من جبال الحبشة .

ومن هنا كانت كل هذه الخصائص الغريبة لهيدروغرافية إفريقية ، فمن أنهار تولى وجهها ناحية الداخل تاركة وراء ظهرها البحر ، إلى مستنقعات كبيرة تكتنف المجارى المائية فتفقد فيها مياهها ، إلى شلالات ومجار سريعة مندفعة على مساقط وجنادل متعددة . . . وكل ذلك يوجد فى مجرى نهرى واحد يتكون من عدة أقسام متباينة فى خصائصها لا وحدة تربط بينها [1] .

* * *

وننتقل الآن إلى التعرض لبعض المشكلات الجيومورفولوجية فى الوحدات الفيزيوغرافية الكبيرة للحوض ، بادئين بهضبة البحيرات :

---

(١) انظر الصفحات ٤٥ إلى ٥٦ من مؤلف :
Weulersse (Jacques), *L'Afrique Noire*, Paris 1934, 484 pp.

القارة الأفريقية

القارة الأفريقية فى معظم أجزائها جندوانية ، أعنى قارة قديمة تسود فيها الصخور المتحولة والجرانيتية . ويؤكد الجيولوجيون أن الكتلة الأفريقية تعرضت لالتواءات متعددة سبقت العصر الكمبرى ، كما تعرضت التضاريس الجبلية التى نشأت من جراء هذه الالتواءات إلى فترات طويلة من التحات القارى انتهت بها إلى ما يسميه الجيومورفولوجيون بالسهل التحاتى ، وهو السهل أو السطح المستو إن قليلا وإن كثيراً والذى يفصل ما بين صخور القاعدة القديمة (جنيس — شست — جرانيت . . الخ) وبين نوع آخر من البنية يمتاز فى مجموعه بطبقات رسوبية من الزمنين الأول والثانى ظلت أفقية أو شبه أفقية فى معظم جهات القارة ، ولم تتعرض للالتواءات إلا فى مناطق محدودة .

ومما تجدر ملاحظته فيما يتعلق بالتطور الجيولوجى للقارة الأفريقية أن هذا التطور قارى إلى حد كبير . فالتكوينات القارية أعظم أهمية بكثير من الرواسب البحرية ، ويرجع السبب فى ذلك إلى أن معظم القارة ظل فوق مستوى البحر منذ أواخر الفترة الأركية ، واقتصر الأمر خلال الزمنين الأول والثانى على غزو البحر للأطراف بصفة مؤقتة ، ويستثنى من ذلك الجزءان الشمالى الأقصى والجنوبى الأقصى منها . ففى إقليم أطلس وجدت ثنية بحرية (*Géosynclinal*) ظلت منطقة إرساب بحرى تكدست فيها الرواسب حتى تكونت فيها الجبال الالتوائية العالية خلال الزمن الثالث . أما فى أقصى الجنوب الأفريقى — فى منطقة الكاب — فنجد بقايا لسلسلة التوائية قديمة نسبياً ، إذ تؤرخ الفترة الأساسية لالتوائها بالعصر الترياسى (واستمرت كذلك فى الجوراسى) .

فمعظم تكوينات الزمنين الأول والثانى من أصل قارى ، أرسبت فى أحواض داخلية كبيرة ، وتتضمن رمالا هوائية وحجراً رملياً وكونجلومرات ورواسب نهرية ودلتاوية ورواسب جليدية وطبقات من الجبس والفحم ، وتختلف هذه التكوينات باختلاف الأحواض الداخلية التى أرسبت فيها . فمن الطبيعى ألا تكون هذه التكوينات متشابهة فى كل مكان ، إذ أن خصائصها ومميزاتها تتوقف على عاملين :

أولا : الأصل المشتقة منه ، أى على بنية القاعدة القديمة لمختلف الأحواض .

ثانياً : المناخ ، الذى يلعب دوراً خطيراً فى تحوير وتبديل الخواص الطبيعية للصخور .

على أن هناك حقيقة لا بد من الإشارة إليها ، وهى أن القسم الشمالى من إفريقية سلك فى تطوره مسلكاً مختلفاً بعض الشىء عن الجزء الجنوبى ، فتكويناته الجيولوجية تدل دلالة واضحة على سيادة الظروف المناخية الجافة وشبه الجافه فيه معظم الوقت .

نتيجة لهذا التطور الخاص من تعرض القارة للتحات فترة طويلة فضلا عن احتفاظ الطبقات فى معظم جهات القارة بأفقيتها أو شبه أفقيتها ، سادت فى القارة الأشكال الهضبية والآفاق الهادئة المتسعة ولم يشذ عن ذلك غير :

١ — إقليم الثنيات البحرية فى أقصى الشمال وأقصى الجنوب ، وهى جهات خارجة عن حوض النيل .

٢ — الشرق الأفريقى وهضبة الحبشة ، وتدخل بعض أجزائهما فى الحوض .

فقد تأثرت أقاليم الشرق الأفريقى عموماً وهضبة البحيرات خاصة بحركات عنيفة خلال الزمن الثالث كان من أثرها ظهور مناظر جديدة فى تضاريس القارة الأفريقية تتمثل فى أمرين :

أولها : الانكسارات الحديثة وما ترتب عليها من ظهور كتل مرتفعة ومنخفضات ضيقة . فهناك الحافات العالية التى تتوجها الثلوج الناصعة البياض عند خط الاستواء ، وهناك الكتل الهابطة التى تشغل بعض أجزائها بحيرات مستطيلة عميقة فى عمق البحار . فهنا نجد أكبر مجموعة من الأخاديد المعروفة على سطح الأرض والتى تمتد فى حوالى ستين درجة من درجات العرض . ففى أفريقية الشرقية هذه التى تفتحت فيها الأخاديد واندفعت فيها بعض الجبال نجد تضاريس قوية متفاوتة ، تتجدد عليها قوى التعرية وتنشط بعد سكون .

مقـــدمة

إذا تهيأت لدينا الوسائل العلمية والمعلومات الكافية لعمل خريطة چيومورفولوچية لحوض النيل ، أى خريطة تبين الأشكال الطوبوغرافية المختلفة التى يتألف منها الحوض ، لوجدنا أنفسنا أمام مجموعات مختلفة من هذه الأشكال التى لا تربطها بعضها ببعض صلة ، إذ أن حوض النيل لا يكون وحدة چيومورفولوچية ، ولكنه يتألف من عدة وحدات من هذا النوع .

تعتمد الأشكال الطوبوغرافية فى خصائصها على أمرين :

أولهما — البنية : ونقصد بها نوع الصخر من ناحية ، ونظام الطبقات من ناحية أخرى .

ثانيهما — عوامل التشكيل : أو عوامل التحات والتعرية التى يحددها المناخ .

أما من حيث البنية ، فأن حوض النيل لا ينتمى إلى بنية جيولوجية واحدة ، فهو يقع فى عدة مناطق بنيوية ، مما أدى إلى تعدد أشكال التضاريس التى تستمد خصائصها وتعتمد على نوع الصخر ونظام الطبقات . كذلك لا يقع الحوض فى منطقة مناخية واحدة ، وقد أدى ذلك بدوره إلى تعدد ضروب التشكيل باختلاف أنواع المناخ التى يتضمنها الحوض .

على أنه ليس من السهل — على الأقل فى الوقت الحاضر — القيام برسم هذه الخريطة الجيومورفولوچية لأن الخرائط الطوبوغرافية ذات المقياس الكبير لا تغطى غير جزء بسيط من الإقليم ، وأندر منها الخرائط الجيولوجية التفصيلية . وللتدليل على ذلك يكفى أن نذكر أن مصر — وهى أكثر الوحدات السياسية فى حوض النيل تقدماً وتحضراً — لا يوجد بها حتى الآن خريطة جيولوجية عامة تغطى كل أراضيها بمقياس ١ ٪ ٥٠٠,٠٠٠ ، ولعل قلة وسائل الدراسة — وليست وفرتها — هى السبب فى كثرة الآراء والنظريات المتضاربة الخاصة بموضوع تطور نهر النيل مثلا والأدوار التى مر بها النهر قبل أن يظهر بصورته الحالية .

دراسات جيومورفولوجية فى حوض النيل

(المقال الأول)

هضبة البحيرات

للأستاذ الدكتور حسان محمد عوض

ÉTUDES MORPHOLOGIQUES DU BASSIN DU NIL

(Premier Article)

PLATEAU DES LACS

PAR

HASSÂN AWAD

المحتـويات

القــاهرة

مطبعة المعهد العلمى الفرنسى للآثار الشرقية

(تحت الحراسـة)

١٩٥٧

مجلة الجمعية الجغرافية المصرية

المجـلد الثلاثون

المحتويات

باللغـة العربيـة

رقم الصفحة

باللغات الأجنبيـة

١٩٥٧

الجمعية الجغرافية المصرية

شارع القصر العينى – مكتب بريد قصر الدوبارة

تليفون ٢٥٤٥٠

مجلة الجمعية الجغرافية المصرية



المجلد الثلاثون

١٩٥٧